



UNIVERSIDADE TÉCNICA DE LISBOA
INSTITUTO SUPERIOR TÉCNICO

**Modelação conceptual do processo de formação do
escoamento superficial numa plantação jovem de *Eucalyptus
globulus* Labill. em Coruche**

Alexandra Telo da Costa Trincalhetas Tomaz

(Licenciada)

DISSERTAÇÃO PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM
HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS

Orientador: *Doutor João Nuno de Almeida Reis Hipólito*

Co-Orientador: *Doutor Carlos Manuel de Arruda Pacheco*

Presidente: *Doutor Emídio Gil Santos*

Vogais: *Doutor João Nuno de Almeida Reis Hipólito*

Doutor Shakib Shahidian

Doutor Carlos Manuel de Arruda Pacheco

Doutor António Alberto do Nascimento Pinheiro

Janeiro de 2003

Ao Sérgio

RESUMO

Desenvolveu-se um modelo conceptual, agregado e contínuo, de catorze parâmetros com significado físico, que simula o processo de formação do escoamento superficial.

No modelo, consideram-se os processos hidrológicos que ocorrem na zona superficial do solo através de um conjunto de armazenamentos e fluxos representados por três reservatórios e pelos balanços entre os mecanismos de alimentação e esgotamento destes.

A calibração do modelo envolveu a optimização automática de dois parâmetros – condutividade hidráulica saturada da superfície e capacidade de armazenamento da intercepção – através de uma rotina de optimização que se adicionou ao algoritmo principal do modelo.

O modelo foi verificado em sete pequenos talhões localizados numa plantação de eucaliptos, num campo experimental situado em Coruche, Centro – Sul de Portugal.

Os resultados da calibração e validação do modelo indicam que este se mostra efectivo na predição contínua dos volumes de escoamento superficial gerados e que apresenta potencialidades para a predição das respostas hidrológicas em eventos individuais de precipitação.

A estrutura e o domínio de aplicação do modelo possibilitam a adaptação à modelação distribuída de suporte digital, com base em SIG, integrando a variação temporal das respostas hidrológicas resultantes das perdas por intercepção e infiltração e os mecanismos de transferência abaixo da superfície.

Palavras – chave:

escoamento superficial;

modelação conceptual;

infiltração;

intercepção;

onda cinemática;

optimização.

ABSTRACT

A continuous , lumped, conceptual model with fourteen physically based parameters was developed to simulate the overland flow formation process.

The model structure considers the hydrologic processes that take place in and within the soil surface through a set of storages and flows represented by three reservoirs and by the balances of their feeding and decaying mechanisms.

Calibration of the model involved automatic optimization of two parameters – saturated hydraulic conductivity of the surface and interception storage capacity – through an optimization routine that was added to the main model's algorithm.

The model was verified in seven small plots under an Eucalyptus stand in an experimental field located in Coruche, South – Central Portugal.

Calibration and validation results indicate that the model shows effectiveness in continuous forecast of surface runoff volumes and has potential to predict event-based hydrological responses.

The hydrologic model structure and the domain in which it was verified potentiate future adaptation to distributed digital modelling supported by GIS, integrating the temporal hydrologic response features imposed by interception and infiltration losses as well as the transfer mechanisms below surface.

Key – words:

overland flow;

conceptual modelling;

infiltration;

interception;

kinematic wave;

optimization.

AGRADECIMENTOS

Para a realização deste trabalho precisei de factos, sabedoria, técnica e paciência. Encontrei tudo isto em diversas pessoas e instituições que me apoiaram nas mais diversas formas e às quais deixo expressos os mais sinceros agradecimentos. Destas, quero realçar:

- O Professor Associado João Reis Hipólito, do IST, orientador científico, pela disponibilidade, pelo acompanhamento interessado e pelos inúmeros esclarecimentos e sugestões.
- O Professor Auxiliar Carlos Arruda Pacheco, do ISA, co-orientador científico, pela cedência dos dados utilizados neste trabalho e pelo interesse que sempre manifestou.
- A Professora Adjunta Ana Luísa Fernandes, da ESAB, pelo apoio e amizade e pela bibliografia que me disponibilizou.
- Os meus colegas do Departamento de Tecnologia do Solo e da Água e Matemática Aplicada, da ESAB, pelo apoio e amizade.
- A Escola Superior Agrária de Beja, ESAB, pelas facilidades concedidas.
- O meu marido, os meus pais e o meu irmão, pelo apoio e, principalmente, pelo amor e compreensão.

ÍNDICE GERAL

1. INTRODUÇÃO, ENQUADRAMENTO E OBJECTIVOS	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1. O ciclo hidrológico	3
2.2. Considerações gerais sobre a formação do escoamento	5
2.3. Intercepção	7
2.4. Evapotranspiração	12
2.5. Água do solo	18
2.6. Infiltração	21
2.7. Escoamento superficial	28
2.8. Modelação hidrológica	34
2.8.1. Aspectos gerais	34
2.8.2. Tipos de modelos hidrológicos	35
2.8.3. Parâmetros dos modelos hidrológicos	39
3. CARACTERIZAÇÃO DO DOMÍNIO DE APLICAÇÃO DO MODELO	43
3.1. Localização do ensaio	43
3.2. Delineamento experimental	44
3.3. Caracterização edafo-climática	47
3.3.1. Clima	47
3.3.2. Solos	49
3.3.2.1. Descrição geral	49
3.3.2.2. Perfis hídricos	51
3.4. Material vegetal – <i>Eucalyptus globulus</i> Labill.	57
3.5. Dados utilizados	59
3.5.1. Evapotranspiração de referência	59
3.5.2. Precipitação	59
3.5.3. Escoamento superficial	60

4. CARACTERIZAÇÃO DO MODELO	63
4.1. Descrição geral	63
4.2. Conceptualização do modelo	67
4.2.1. Armazenamentos	67
4.2.1.1. Intercepção	67
4.2.1.2. Superfície do solo	67
4.2.1.3. Solo	72
4.2.2. Fluxos	74
4.2.2.1. Evapotranspiração	74
4.2.2.2. Percolação	76
4.2.2.3. Infiltração	76
4.2.2.4. Escoamento superficial	78
4.2.3. Verificação do princípio de conservação da massa	81
4.2.4. Hierarquização dos cálculos	81
4.3. Parâmetros	82
5. APLICAÇÃO DO MODELO, RESULTADOS E SUA DISCUSSÃO	84
5.1. Considerações prévias	84
5.2. Escoamento superficial observado	84
5.3. Calibração do modelo	86
5.3.1. Considerações prévias sobre as opções tomadas	86
5.3.2. Resultados da calibração do modelo	89
5.4. Verificação do modelo	93
5.5. Análise de sensibilidade	97
5.5.1. Variação no valor da função objectivo	97
5.5.2. Variação no valor dos fluxos e armazenamentos	100
5.6. Evolução temporal dos fluxos e armazenamentos	102
5.7. Simulação de eventos de intensidade de precipitação constante	108
6. CONCLUSÃO, CRÍTICA E TRABALHO FUTURO	112
6.1. Conclusões	112
6.2. Crítica e perspectivas de trabalho futuro	114

BIBLIOGRAFIA	116
ANEXOS	126
A1. Fotografias do ensaio	127
A2. Lista de símbolos	130
A2.1. Símbolos das equações dos capítulos 2, 3 e 4.	130
A2.2. Símbolos do modelo	134

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 - Representação esquemática do balanço hídrico na zona das raízes (adaptado de Hillel, 1980).	4
Figura 2.2 - Processo de formação do escoamento (adaptado de Linsley et al., 1888 e Quintela, 1996).	6
Figura 2.3 - Exemplo da variação do coeficiente cultural ao longo do ciclo de uma cultura anual.	16
Figura 2.4 - Zonas de humidade do solo e tipos de escoamento: a – escoamento superficial, b – escoamento subsuperficial; c – escoamento subterrâneo (adaptado de Eagleson, 1970 e Quintela, 1996).	18
Figura 2.5 - Representação esquemática da variação da condutividade hidráulica com o grau de saturação de humidade para dois tipos de solo (adaptado de Rawls et al., 1992).	21
Figura 2.6 - Taxa de infiltração quando a intensidade de precipitação é menor que a condutividade hidráulica saturada e quando é maior do que esta mas menor do que a capacidade de infiltração (te - tempo de encharcamento) (adaptado de Viessman e Lewis, 1996).	23
Figura 2.7 - Taxa de infiltração quando a intensidade de precipitação é maior que a capacidade de infiltração (adaptado de Viessman e Lewis, 1996).	23
Figura 2.8 - Zonas de humidade durante a infiltração (adaptado de Chow et al., 1988).	24
Figura 2.9 - Hidrograma de escoamento superficial na secção final, com intensidade de precipitação efectiva constante.....	33
Figura 2.10 - Tipos de modelos hidrológicos (adaptado de Hipólito, 1985).....	35
Figura 2.11 - Representação esquemática de um sistema otimizador de suporte a um modelo de simulação (adaptado de Arsham, 2002).	40

Figura 3.1 - Localização do campo experimental da Agolada na carta militar de Portugal, folha nº 392, à escala 1:25000 (ponto A).....	43
Figura 3.2 - <i>Esquema simplificado do delineamento experimental</i>	44
Figura 3.3 - Talhão de escoamento (compasso 3x3).....	45
Figura 3.4 - <i>.Vista geral de um talhão de escoamento com a respectiva caleira (compasso 4x4).</i>	45
Figura 3.5 - Caleira e depósito para recolha do escoamento superficial.....	46
Figura 3.6 - Esquema em planta de um talhão de escoamento (<i>a, b e c</i> representam as áreas com as chapas metálicas enterradas horizontalmente).....	47
Figura 3.7 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo na “estação”.	52
Figura 3.8 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 2x1 do bloco BI.	52
Figura 3.9 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 3x3 do bloco BI.	53
Figura 3.10 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 4x4 do bloco BI.	53
Figura 3.11 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 2x1 do bloco BII.	53
Figura 3.12 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 3x3 do bloco BII.	54
Figura 3.13 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 4x4 do bloco BII.	54
Figura 3.14 - Variação do armazenamento de humidade do solo nos três compassos do bloco BI, ao longo do tempo em que decorreu o ensaio.....	55

Figura 3.15 - Variação do armazenamento de humidade do solo nos três compassos do bloco BII, ao longo do tempo em que decorreu o ensaio.....	56
Figura 4.1 - Representação esquemática dos reservatórios e fluxos considerados no modelo MESUP.	64
Figura 4.2- Esquema de discretização usado nas equações de cálculo do escoamento superficial (adaptado de Hipólito e Simões, 2002).	68
Figura 5.1 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 2x1, no período de calibração.	91
Figura 5.2 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 3x3, no período de calibração.	91
Figura 5.3 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 4x4, no período de calibração.	92
Figura 5.4 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 2x1, no período de calibração.	92
Figura 5.5 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 3x3, no período de calibração.	92
Figura 5.6 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 4x4, no período de calibração.	93
Figura 5.7 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão Estação, no período de calibração.	93
Figura 5.8 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 2x1, no período de verificação.	95
Figura 5.9 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 3x3, no período de verificação.	95
Figura 5.10 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 4x4, no período de verificação.	95

Figura 5.11 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 2x1, no período de verificação.	96
Figura 5.12 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 3x3, no período de verificação.	96
Figura 5.13 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 4x4, no período de verificação.	96
Figura 5.14 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão Estação, no período de verificação.	97
Figura 5.15 – Hietograma de precipitação do dia 20/12/1996.....	102
Figura 5.16 – Evolução do armazenamento no reservatório Intercepção ao longo do dia 20/12/1996.	103
Figura 5.17 – Evolução do armazenamento no reservatório Superfície do solo ao longo do dia 20/12/1996.	104
Figura 5.18 – Evolução do armazenamento na zona não saturada do reservatório Solo ao longo do dia 20/12/1996.	104
Figura 5.19 – Evolução do armazenamento na zona saturada do reservatório Solo ao longo do dia 20/12/1996.	105
Figura 5.20 – Hidrograma de escoamento superficial do dia 20/12/1996.....	106
Figura 5.21 – Hidrograma de infiltração do dia 20/12/1996.....	106
Figura 5.22 – Hidrograma de percolação do dia 20/12/1996.....	107
Figura 5.23 – Evolução das componentes da evapotranspiração ao longo do dia 20/12/1996.	107
Figura 5.24 – Variação das intensidades de infiltração, no talhão BII – 3x3, sob chuvadas de intensidade de precipitação constante de 20 mmh ⁻¹ , 40 mm h ⁻¹ e 80 mm h ⁻¹	110

Figura 5.25 – Hidrogramas de escoamento superficial, no talhão BII – 3x3, sob chuvadas de intensidade de precipitação constante de 20 mmh ⁻¹ , 40 mm h ⁻¹ e 80 mm h ⁻¹	110
Figura A1.1 - Talhão da estação e respectivos canal e depósito.	127
Figura A1.2 - Aspecto de um talhão do compasso 2x1 em 02-05-2002.....	127
Figura A1.3 - Aspecto da parte aérea das plantas num compasso 2x1 em 02-05- 2002.	127
Figura A1.4 - Aspecto da parte aérea das plantas num compasso 3x3 em 02-05- 2002.	128
Figura A1.5 - Aspecto da parte aérea das plantas num compasso 4x4 em 02-05- 2002.	128
Figura A1.6 - Precipitação interceptada numa folha juvenil de eucalipto.	128
Figura A1.7 - Aspecto do encrustamento da superfície do solo.	129
Figura A1.8 - Aspecto da cimentação da superfície do solo.	129
Figura A1.9 - Camada de deposição junto à entrada do canal.	129

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 2.1 - Valores típicos de condutividade hidráulica e porosidade em meios porosos não estruturados (Chow <i>et al.</i> , 1988)	20
Quadro 2.2 - Valores típicos de taxa de infiltração “final” em diferentes tipos de solo (Hillel, 1980).	23
Quadro 3.1 - Coordenadas geográficas (Datum internacional) dos talhões de escoamento.	
Quadro 3.2 - Descrição dos talhões e depósitos de escoamento.	46
Quadro 3.3 - Áreas total, impermeável e permeável de cada talhão.	47
Quadro 3.4 - Valores meteorológicos dos anos 1996, 1997, 1998, 1999 e 2000 determinados com base nos registos da estação meteorológica do campo experimental da Agolada.	48
Quadro 3.5 - Dados físicos e químicos do solo.	49
Quadro 4.1 - Resumo das características do modelo.	65
Quadro 4.2 – Parâmetros do modelo.	82
Quadro 5.1 – Escoamento total observado nos diferentes talhões entre 29/10/1996 e 05/02/2000.	84
Quadro 5.2 – Descrição da forma de determinação dos parâmetros do modelo.	88
Quadro 5.3 – Valores dos parâmetros e da função objectivo obtidos nos vários talhões obtidos na calibração do modelo.	90
Quadro 5.4 – Coeficientes de correlação (r) obtidos na verificação do modelo considerando o período inicial.	94
Quadro 5.5 – Variação no valor da função objectivo, para cada talhão e para cada parâmetro, como resultado da variação dos parâmetros de mais ou menos 10%.	98

1. INTRODUÇÃO, ENQUADRAMENTO E OBJECTIVOS

Não é possível entender a Humanidade sem água. Para além de ser indispensável à vida, a água é o recurso natural com maior e mais variada utilização.

O valor atribuído a este recurso depende das suas localização e distribuição, da sua qualidade e da época do ano. A distribuição espacial determina a sua acessibilidade e custo, sendo conhecida a situação dramática vivida pelo Homem em muitas regiões áridas do mundo. A qualidade afecta a sua utilização e também o custo de tratamento. O tempo durante o qual está disponível controla a sua distribuição pelos vários tipos de uso e determina, frequentemente, a necessidade de investimentos em projectos hidráulicos que visam fazer face às variações sazonais.

Para fazer face às necessidades presentes e futuras de água procurando, ao mesmo tempo, salvaguardar a disponibilidade e qualidade nos diferentes usos dados a este importante recurso, torna-se imprescindível o conhecimento aprofundado dos processos que integram o ciclo hidrológico.

Devido aos diversos aspectos associados à presença de coberto vegetal e ao uso do solo, o conjunto de mecanismos do ciclo hidrológico que ocorre na superfície do solo, intervindo na transformação da precipitação em escoamento superficial, assume especial relevo quando se pretendem quantificar as componentes do balanço hídrico em bacias hidrográficas onde predominem as actividades agrícolas e florestais.

A modelação hidrológica é, actualmente, uma das alternativas disponíveis para analisar questões como a previsão de caudais e a avaliação dos impactos resultantes de alterações no uso dos solos. Constitui também uma ferramenta útil no desenvolvimento de estruturas hidráulicas importantes para a gestão dos recursos hídricos.

Neste contexto, desenvolveu-se um modelo hidrológico conceptual, agregado e contínuo, designado MESUP – *Modelo de simulação do processo de formação do Escoamento SUPERficial*.

O modelo simula os processos que ocorrem sobre e na zona superficial do solo dando origem ao escoamento superficial, em pequenos talhões localizados sob eucaliptos, com base em dados de

precipitação e evapotranspiração de referência, de um campo experimental localizado na Herdade da Agolada, em Coruche.

Todos os dados e informações utilizados resultaram do projecto de investigação PAMAF 8038 – “Análise dos Balanços Hidrológico e Nutricional e Modelação do Crescimento em Plantações de *Eucalyptus globulus*”, levado a cabo por uma equipa do Instituto Superior de Agronomia, da Escola Superior Agrária de Beja e da Direcção Regional de Agricultura do Alentejo, entre 1996 e 2000. O responsável por este projecto foi o Professor Carlos Arruda Pacheco que, gentilmente, cedeu os dados para este trabalho.

Esta dissertação apresenta, para além do presente, mais cinco capítulos.

No capítulo 2, *Revisão Bibliográfica*, procura-se sistematizar a informação e o estado dos conhecimentos sobre o ciclo hidrológico, mais propriamente sobre os processos que contribuem para a formação do escoamento superficial, e sobre a modelação hidrológica, dando-se especial relevo à modelação fisicamente baseada.

No capítulo 3, *Caracterização do Domínio de Aplicação do Modelo*, descreve-se o domínio em que o modelo foi aplicado, caracterizando-o quanto ao clima, ao solo, ao material vegetal e ao delineamento experimental. Neste capítulo faz-se também referência aos dados de precipitação, de evapotranspiração de referência e de escoamento utilizados.

No capítulo 4, *Caracterização do Modelo*, descrevem-se as componentes e os algoritmos do modelo, procurando-se sustentar as opções tomadas com os conhecimentos sobre o sistema real.

No capítulo 5, *Aplicação do Modelo, Resultados e sua Discussão*, analisam-se os resultados da calibração, da verificação e da análise de sensibilidade do modelo, assim como o padrão de variação das componentes do mesmo durante um dia com vários eventos de precipitação reais e para um dia com eventos simulados com intensidade de precipitação constante.

Por último, no capítulo 6, *Conclusão, Crítica e Trabalho Futuro*, referem-se as conclusões obtidas e alguns possíveis melhoramentos e linhas de trabalho futuros.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. O ciclo hidrológico

A circulação da água na hidrosfera efectua-se através de um conjunto de processos que constitui o ciclo hidrológico.

Maidment (1992) considera que o ciclo hidrológico é o mais fundamental princípio da hidrologia, constituindo um imenso mecanismo de circulação e distribuição da água, suportado energeticamente pelo Sol, conduzido pela gravidade e ocorrendo continuamente, quer na presença quer na ausência de actividade humana. Segundo Quintela (1996), o ciclo hidrológico é a sequência fechada de fenómenos pelos quais a água passa do globo terrestre para a atmosfera, na fase de vapor, e volta àquele nas fases líquida ou sólida.

De acordo com Lencastre e Franco (1984), distinguem-se três ramos dentro do ciclo hidrológico: o ramo atmosférico, o ramo terrestre e o ramo oceânico, sendo o ramo terrestre o principal objecto da hidrologia, abrangendo o estudo da quantidade, distribuição e propriedades das águas nas terras emersas e das suas relações com o ambiente. Quintela (1996) considera que o ciclo hidrológico compreende dois ramos, o aéreo e o terrestre, pois parte dos processos que o constituem decorrem na atmosfera e os restantes ocorrem na superfície ou no interior do globo, onde se incluem os processos que tomam lugar nos oceanos.

Linsley *et al.* (1988) referem-se ao “ciclo do escoamento” como o conjunto de mecanismos de distribuição da água que acontece entre a queda da precipitação sobre a superfície dos continentes e a sua subsequente descarga na rede hidrográfica ou passagem para a atmosfera através da evaporação e da transpiração das plantas. Ao conceito apresentado por estes hidrologistas pode-se adicionar o do físico do solo Hillel (1980a)) que descreve o movimento da água no campo como um ciclo que se inicia com a entrada de água no solo pelo processo de infiltração, continua com o armazenamento temporário de água no solo e termina com a remoção desta pela drenagem, evaporação ou absorção pelas plantas.

A fase terrestre do ciclo hidrológico compreende fenómenos de transporte, como a precipitação, a infiltração, a evapotranspiração, o escoamento à superfície do solo, o escoamento nas linhas de

água e o escoamento sob a superfície do solo, fenómenos de armazenamento, como a interceptação, a retenção e a detenção, e as modificações que o Homem neles introduz (Hipólito, 1985).

Uma fracção da água que precipita sobre os continentes pode ser interceptada pela vegetação ou por outros obstáculos existentes na superfície, de onde se evapora. A água que atinge o solo e se infiltra constitui a humidade do solo que é utilizada pelas plantas e que posteriormente volta à atmosfera devido à evapotranspiração destas. Pode também escoar-se na zona não saturada dando origem ao escoamento subsuperficial ou hipodérmico ou drenar para maiores profundidades, se atingir a zona saturada, vindo a ser transportada sob a forma de escoamento subterrâneo.

A água que não se infiltra movimenta-se sobre a superfície do solo, constituindo o escoamento superficial. Os vários tipos de escoamento encaminham a água para a rede hidrográfica, dando origem ao escoamento fluvial, ou para os lagos e oceanos. Estes constituem superfícies evaporantes que fornecem novamente à atmosfera a água sob a forma de vapor que mais tarde condensará para formar a precipitação, dando-se assim continuidade ao ciclo hidrológico (Lencastre e Franco, 1984; Chow *et al.*, 1988; Linsley *et al.*, 1988; Quintela, 1996).

Segundo Hillel (1980a)), num sentido lato, o ciclo hidrológico total pode considerar-se como o resultado da integração de todos os balanços hídricos parciais que ocorrem no solo, tal como representados de forma simplificada na Figura 2.1.

Figura do Hillel (ciclo na zona das raízes)

Figura 2.1 - Representação esquemática do balanço hídrico na zona das raízes (adaptado de Hillel, 1980a)).

A velocidade a que se processam os escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo é diferente. Enquanto o escoamento superficial constitui uma resposta rápida à precipitação e cessa pouco tempo após o fim desta, o escoamento subterrâneo dá-se com grande lentidão e continua ao longo do tempo após o término da precipitação que o originou (Quintela, 1996).

Crawford e Linsley (1966) e Chow *et al.* (1988) referem que, embora o conceito do ciclo hidrológico seja simples e fácil de descrever qualitativamente, os fenómenos que o constituem são extremamente complexos tratando-se, mais do que um único ciclo, de um conjunto de ciclos interrelacionados, de dimensões continentais, regionais e locais, o que torna a sua análise quantitativa muito difícil.

2.2. Considerações gerais sobre a formação do escoamento

O escoamento que atravessa uma secção de um curso de água compõe-se, quanto à sua origem, de: i) escoamento superficial, que atinge a rede hidrográfica deslocando-se sobre a superfície do solo, sem se infiltrar, incluindo parte da precipitação que incide directamente sobre as linhas de água; ii) escoamento subsuperficial ou hipodérmico, que resulta da água infiltrada que não atinge a zona saturada do solo; iii) escoamento subterrâneo, que provém da água infiltrada que atinge a zona de saturação (Quintela, 1996).

Considerando uma chuvada de intensidade constante que ocorre após um período seco e longo sobre uma bacia hidrográfica com uniformidade espacial ideal, o processo de formação do escoamento inicia-se com a intercepção de uma parte da precipitação pela vegetação. Da água que chega ao solo, uma parte infiltra-se e a restante fica armazenada nas depressões do terreno. À medida que a capacidade de infiltração diminui e que a capacidade de armazenamento das depressões mais pequenas é satisfeita, a água transborda destas e vai encher as depressões maiores, iniciando-se o movimento da água, na forma de uma lâmina, ou seja, o escoamento superficial (Figura 2.2).

Figura 2.2 - Processo de formação do escoamento (adaptado de Linsley *et al.*, 1988 e Quintela, 1996).

Uma vez preenchidas as depressões maiores, a chuva que continua a cair reparte-se numa fracção que se escoia sobre o terreno, noutra que se infiltra e noutra que vai suprimindo a água que entretanto se evaporou. Ou seja, quando a capacidade de armazenamento de uma depressão é atingida, o fluxo de entrada é contrabalançado com o fluxo de saída, acrescido da infiltração e da evaporação (Linsley *et al.*, 1988; Quintela, 1996).

Ao somatório das parcelas de água interceptada na vegetação, armazenada nas depressões do terreno e evaporada durante a chuvada, isto é, à água que não se infiltra nem dá origem a escoamento superficial, chama-se retenção superficial. A água em trânsito sobre a superfície do solo, num determinado instante, corresponde à detenção superficial, nesse instante (Quintela, 1996).

Segundo Chow *et al.* (1988), a retenção e a detenção superficiais constituem dois tipos de armazenamento de diferente duração. A primeira representa um armazenamento de médio/longo prazo e a segunda é um armazenamento de curta duração cuja depleção resulta da saída da água no escoamento.

2.3. Intercepção

Numa zona florestal, a intercepção é composta pela precipitação retida na copa das árvores (folhas, ramos e troncos) e pela precipitação interceptada pela manta morta vegetal. Uma parte da água interceptada nas copas retorna à atmosfera por evaporação e a restante pode escorrer pelos troncos, constituindo a fracção que normalmente se denomina escoamento no tronco. Esta última pode, por seu lado, atingir o solo ou ficar retida nos resíduos orgânicos à superfície de onde vai evaporar-se. A precipitação que atinge o solo ou a manta morta após atravessar a copa das árvores sem ser interceptada é denominada precipitação de penetração¹ e constitui a componente principal do total de precipitação que efectivamente chega ao solo (Lencastre e Franco, 1984).

Loustau et al. (1992) definem a precipitação de penetração como a quantidade de chuva transmitida através da vegetação, resultante tanto das gotas de água que caem das folhas e dos ramos, como da chuva que passa directamente na vegetação sem ser interceptada.

A precipitação que não é interceptada, incluindo aquela que chega ao solo por se ter atingido a capacidade de retenção da parte aérea das plantas, descontadas as perdas por evaporação, é considerada neste trabalho como precipitação em excesso relativamente à intercepção.

Segundo Dunkerley e Booth (1999), a intercepção da precipitação proporciona um mecanismo directo através do qual as plantas podem influenciar a hidrologia na superfície do solo. Estes investigadores referem que, por um lado, se podem criar concentrações benéficas de água na zona das raízes, resultantes do transporte de uma parte da água interceptada através do escoamento nos caules ou troncos e, por outro, embora a evaporação da água interceptada seja uma perda para as plantas, o balanço final destas perdas poderá ser ligeiramente menor do que o esperado, pois a água interceptada nas folhas pode restringir temporariamente a transpiração.

David et al. (1994) verificaram, em estudos relativos aos efeitos do corte de plantações de *Eucalyptus globulus* Labill. localizadas no Centro de Portugal, que o total anual de escoamento aumentou imediatamente após o corte das árvores mas que este aumento perdurou apenas nos dois primeiros anos. Observaram ainda que este aumento de curta duração se poderia explicar pela rápida recuperação no crescimento dos povoamentos, o que estaria relacionado com o rápido

¹ São utilizadas as designações “escoamento no tronco” e “precipitação de penetração”, adaptadas de Lencastre e Franco (1984), para nomear os processos cujos termos em inglês são, respectivamente, *stemflow* e *throughfall*.

aumento da área coberta pela vegetação e, portanto, com o aumento das quantidades de água interceptada nas copas das árvores.

Investigações sobre o balanço hidrológico em plantações jovens de *Eucalyptus globulus* Labill. e de *Pinus radiata* D. Don, no Sul do Chile, efectuadas por Oyarzún e Huber (1999) revelaram que a interceptação anual aumentou devido ao crescimento das árvores traduzido num aumento da superfície do solo coberta pelas copas. Este investigadores verificaram também no seu estudo que nas plantações de pinheiros a fracção de precipitação que atingia o solo por escoamento nos troncos era mais significativa que nos eucaliptos, o que se deveria à maior verticalidade do tronco e convergência dos ramos nos primeiros.

Nas espécies arbóreas, a capacidade de armazenamento da interceptação é afectada pelo tipo e altura das copas, bem como pela densidade das plantas. A distribuição da precipitação nas componentes de penetração, escoamento nos troncos e interceptação é também influenciada pelas características de crescimento das plantas.

De acordo com Dunkerley e Booth (1999), a capacidade de armazenamento da interceptação varia com a forma das plantas (orientação e tamanho das folhas, rugosidade e grau de hidrofobia das superfícies lenhosas, rigidez dos ramos e densidade da folhagem) e é influenciada pela densidade de plantação dos povoamentos. Se esta for elevada, poderá provocar, por um lado, a redução na interceptação, principalmente no caso de chuvas oblíquas, devido ao efeito de sombreamento exercido por árvores vizinhas que pode causar uma redução da área de folhagem exposta à chuva e, por outro lado, poderá levar a menores perdas por evaporação durante os intervalos entre chuvadas, como resultado do efeito de abrigo em relação ao vento.

A taxa de interceptação é, em princípio, baixa em espécies arbóreas de crescimento rápido, no Sul da Europa, caracterizadas pela sua disposição em linhas, por copas delgadas e pequenos valores de índice de área foliar² (Loustau *et al.*, 1992).

Lamm e Manges (2000), em estudos sobre a interceptação da água de rega por aspersão na cultura do milho (*Zea mays* L.), também referem o índice de área foliar como um indicador das características da vegetação que influenciam a interceptação.

² Razão entre a superfície foliar e a superfície de solo coberto.

Para a presente dissertação, considerou-se a razão entre a área de projecção da copa e a área total do talhão como variável descritiva do desenvolvimento vegetativo das plantas, em substituição do índice de área foliar.

Em ensaios laboratoriais sobre a interceptação em cinco espécies de árvores de florestas tropicais na Austrália, Herwitz (1985) observou que a capacidade de armazenamento das folhas apresentava um comportamento assintótico devido à acumulação gradual de salpico da chuva nas páginas inferiores destas e que a capacidade de armazenamento das partes lenhosas mostrou ser directamente proporcional à sua porosidade e inversamente proporcional ao seu conteúdo em fibras.

Segundo Linsley *et al.* (1988), a capacidade de armazenamento da interceptação é normalmente satisfeita no início dos eventos de precipitação e, em chuvadas pequenas, uma fracção significativa da chuva é interceptada. Uma vez satisfeita a capacidade de armazenamento da interceptação, esta continuará a ocorrer desde que uma parte da água retida evapore.

São vários os valores de capacidade de armazenamento da interceptação em árvores típicas de climas temperados mencionados na literatura: Trimble e Weitzman (1954, citados em Linsley *et al.*, 1988) apontam valores entre 0,8 e 1,5 mm para um povoamento florestal evoluído; Herwitz (1985) compara os valores que mediu numa floresta tropical com os mencionados em estudos com florestas de zonas temperadas, sempre inferiores a 3 mm; Shuttleworth (1992) refere um valor de 1,2 mm como típico de coníferas; Putuhena e Cordery (1996) registaram uma capacidade de armazenamento da interceptação de 0,63 mm nas copas de uma floresta natural de diferentes espécies de eucaliptos e de 1,31 mm nas copas de um povoamento de pinheiros, numa zona de clima subtropical na Austrália.

Dunkerley e Booth (1999), em investigações levadas a cabo na Austrália, numa zona semi-árida, verificaram que as partes aéreas de plantas herbáceas e arbustivas apresentavam uma capacidade média de armazenamento de 1,8 mm.

O conjunto de valores acima referidos serviu como base para a opção por um valor máximo de capacidade de armazenamento da intercepção de 5 mm, a considerar na estimação automática desta variável, de que se falará adiante.

De acordo com Oyarzún e Huber (1999), existe uma relação exponencial negativa entre a quantidade de água precipitada e a intercepção, sendo as perdas por intercepção especialmente importantes em zonas de precipitação escassa. No período a que dizem respeito os seus estudos (1994 a 1997, em plantações de pinheiros e de eucaliptos com 4 e 2 anos de idade, respectivamente, localizadas no Sul do Chile), verificaram que precipitações inferiores a 5 mm correspondiam a perdas por intercepção de cerca de 100% e que este valor diminuía para cerca de 10% em precipitações da ordem dos 25 mm. Constataram também que eram necessárias chuvadas de pelo menos 40 mm para que se originasse escoamento no tronco.

Em bacias florestais, os resíduos que se acumulam na superfície do solo podem desempenhar um papel importante na intercepção do escoamento nos troncos e da precipitação de penetração. Segundo Putuhena e Cordery (1996), os mecanismos hidráulicos do processo de intercepção da água pelos resíduos florestais são semelhantes aos que governam o processo de intercepção pelas partes aéreas das plantas. Estes investigadores obtiveram valores de altura de água interceptada pelos resíduos sobre o solo de aproximadamente 1,7 e 2,8 mm em povoamentos de eucaliptos e pinheiros, respectivamente.

Num artigo onde analisam as perdas por intercepção nas orlas das florestas, Klaassen *et al.* (1996) argumentam que o conceito de capacidade de armazenamento de intercepção constante é questionável. Segundo estes investigadores, na zona da bordadura de uma floresta a vegetação seca mais rapidamente e a transpiração inicia-se mais cedo após o término da precipitação pelo que as perdas por intercepção são maiores.

Calder (1996) e Calder *et al.* (1996) defendem que o armazenamento máximo de água na vegetação não é constante mas sim dependente do tamanho das gotas de chuva, pois a maior energia cinética associada às gotas de maiores dimensões leva a uma redução na intercepção de água pela vegetação.

Segundo Horton (1919, citado por Linsley *et al.*, 1988), assumindo que a interceptação tem uma variação do tipo exponencial à medida que a precipitação aumenta de zero até um dado valor, então, a altura de água interceptada pode ser obtida pela equação

$$V_{int} = (S_{int} + ev \ t_r)(1 - e^{-k \ P}) \quad (2.1)$$

onde

V_{int} - altura de água interceptada (mm),

S_{int} - capacidade de armazenamento da interceptação (mm),

ev - taxa de evaporação (mm h^{-1}),

t_r - duração da chuvada (h),

e - número de Nepper,

P - altura de água precipitada (mm) e

k - constante (mm^{-1}), sendo $k = \frac{1}{S_{int} + ev \ t_r}$.

Ou seja, ao contrário do defendido por Linsley *et al.* (1988) e Oyarzún e Huber (1999), de acordo com a equação (2.1) a interceptação aumentaria com a altura de água precipitada.

Valente *et al.* (1997) utilizam dois modelos - modelo de Rutter (Rutter *et al.*, 1971) e modelo analítico de Gash (Gash *et al.*, 1980) - para predição das perdas por interceptação e comparação com os valores observados em plantações de *Eucalyptus globulus* Labill. e de *Pinus pinaster* Ait. no Centro de Portugal. No primeiro, as perdas por interceptação são modeladas com base no balanço hídrico nas folhas e nos troncos, sendo a estrutura da vegetação descrita através de um coeficiente de precipitação de penetração, de um coeficiente de escoamento no tronco e das capacidades de armazenamento das folhas e dos troncos. O segundo é uma simplificação do modelo de Rutter onde se considera que cada evento de precipitação possui três fases distintas: fase de humedecimento, fase de saturação e fase de secagem.

Hashino *et al.* (2002) defendem que é importante descrever separadamente a evaporação da água interceptada durante as chuvadas e a transpiração entre os eventos de precipitação para melhor analisar a circulação da água. Com base num modelo tipo reservatório por eles desenvolvido para avaliar o processo de interceptação numa área florestal, concluíram que a taxa de evaporação é

proporcional ao produto da intensidade de precipitação pela evapotranspiração potencial, de acordo com a relação

$$ev = C \, et_0 \, i \quad (2.2)$$

onde

C – coeficiente determinado pelo tipo e pela idade da floresta (h mm^{-1}),

i – intensidade de precipitação (mm h^{-1}) e

et_0 – taxa de evapotranspiração de referência (mm h^{-1}).

2.4. Evapotranspiração

A evapotranspiração é a combinação de dois processos, a evaporação e a transpiração, através dos quais a água passa para a atmosfera a partir da superfície do solo e a partir da vegetação, respectivamente. Os dois processos ocorrem simultaneamente e não há uma maneira fácil de os distinguir.

Este fluxo constitui geralmente a componente mais importante das perdas de água numa sequência de precipitação – escoamento (Shaw, 1994; Viessman e Lewis, 1996). De acordo com Lencastre e Franco (1984), nas regiões de baixa pluviosidade, o valor anual de evapotranspiração pode atingir 90% da precipitação ocorrida durante esse período de tempo pelo que é importante a sua consideração do ponto de vista do balanço hidrológico.

A evaporação corresponde à vaporização da água no estado líquido e posterior remoção do vapor da superfície evaporante que pode ser um lago, um rio, o solo ou a vegetação humedecida. A transpiração consiste na vaporização da água na fase líquida contida nos tecidos das plantas e na remoção do vapor de água para a atmosfera (Allen *et al.*, 1998).

A transpiração ocorre principalmente nas folhas pois verifica-se, na sua maior parte, através dos estomas³ e estes são mais abundantes nas folhas do que noutros órgãos da planta. Embora em muitas espécies, nomeadamente as lenhosas, os estomas existam apenas na epiderme da página

³ Nas plantas, o vapor de água também pode ser eliminado, embora em menor quantidade, por evaporação directa através da cutícula das células epidérmicas. Neste caso, a transpiração designa-se *cuticular*.

inferior das folhas, a maioria das espécies vegetais apresenta estomas na epiderme das páginas inferior e superior. O número de estomas depende da espécie vegetal e das condições ambientais em que a planta se desenvolveu (Meyer *et al.*, 1965).

A maior parte das plantas necessita de água em quantidades consideráveis, contudo, quase toda a água absorvida pelas suas raízes perde-se por transpiração e, por isso, não desempenha um papel permanente no crescimento das plantas ou nos seus processos metabólicos. As principais funções que têm sido atribuídas à transpiração agrupam-se em três categorias: i) papel desempenhado no movimento de água na planta; ii) papel desempenhado na absorção e translocação de sais minerais; iii) papel desempenhado na dissipação de energia radiante e, conseqüentemente, na regulação da temperatura (Meyer *et al.*, 1965).

Segundo Monteith (1980), devem ser satisfeitas duas condições antes da água se evaporar continuamente de uma superfície húmida. Primeiro, a energia armazenada no vapor de água como calor latente deve ser fornecida por alguma fonte externa, como o Sol. Segundo, a massa de ar saturado em contacto com a superfície húmida deve ser removida e substituída por ar seco que, por sua vez, se tornará saturado.

Tanto a evaporação como a transpiração dependem de parâmetros meteorológicos, nomeadamente, da radiação solar, da temperatura e humidade do ar e da velocidade do vento. Quando a superfície evaporante não é a água, a evaporação depende também de outros factores como do tipo de solo, do grau de sombreamento da vegetação e da quantidade de água disponível na superfície evaporante (Lencastre e Franco, 1984; Chow *et al.*, 1988, Hipólito, 1991; Shaw, 1994; Allen *et al.*, 1998).

Linsley *et al.* (1988) referem-se ao efeito limitante da disponibilidade de água no solo sobre a taxa de evaporação que ocorre a partir deste definindo-o como “oportunidade de evaporação”. Segundo Allen *et al.* (1998), quando o solo é capaz de fornecer água em quantidade suficiente para satisfazer a demanda de evaporação, a taxa de evaporação a partir do solo é determinada apenas pelas condições meteorológicas. A disponibilidade limitada de água exerce uma influência controladora na evaporação da água do solo, podendo anulá-la se ocorrer ausência de qualquer fornecimento de água.

Para além do efeito exercido pelos factores meteorológicos e da dependência da disponibilidade de água, também factores como o teor de humidade do solo, a capacidade do solo conduzir a água até às raízes, as características e estado de desenvolvimento da planta e as práticas culturais, exercem influência sobre a taxa de evapotranspiração. (Hipólito, 1991; Allen *et al.*, 1998).

À parte da disponibilidade de água na camada superficial, a evaporação de um solo cultivado é principalmente determinada pela fracção de radiação solar que atinge a superfície do solo. Esta fracção diminui ao longo do período de crescimento da cultura, pois as partes aéreas desta cobrem uma área cada vez maior de solo. Assim, nos estádios iniciais de desenvolvimento, a água perde-se predominantemente por evaporação mas, uma vez a planta bem desenvolvida, a transpiração torna-se o processo dominante (Allen *et al.*, 1998).

Os conceitos e a forma de determinar a evapotranspiração têm evoluído ao longo do tempo.

Thornthwaite (1944, citado em Viessman e Lewis, 1996) introduziu o conceito de *evapotranspiração potencial*, E_t_p , como sendo a "... perda de água que ocorrerá se em nenhum instante houver deficiência de água no solo para uso da vegetação".

Penman (1956, citado em Linsley *et al.*, 1988) sugeriu que a definição de evapotranspiração potencial fosse modificada para incluir a especificação de que a superfície do solo esteja totalmente coberta por relva verde com altura uniforme.

Com a publicação do "FAO Irrigation and Drainage paper no. 24" de Doorenbos e Pruitt (1975, citado em Allen *et al.*, 1998) evoluiu-se para o conceito de *evapotranspiração de referência*, E_t_0 , que corresponde à taxa de evapotranspiração que ocorre numa superfície de relva de referência, sem falta de água no solo. O conceito de evapotranspiração de referência foi introduzido para estudar o poder evaporante da atmosfera independentemente do tipo de cultura, do seu estado de desenvolvimento e das práticas culturais usadas, evitando-se deste modo as necessidades locais de calibração.

Actualmente, o método recomendado para o cálculo da evapotranspiração de referência é o método FAO Penman - Monteith descrito por Allen *et al.* (1998) no "FAO Irrigation and Drainage paper no. 56" que utiliza a equação de Penman - Monteith (Monteith, 1980)

$$\lambda Et = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (2.3)$$

onde

λ - calor latente de vaporização (MJ kg⁻¹),

Et - evapotranspiração (mm d⁻¹),

Rn - radiação líquida na superfície da cultura (MJ m⁻² d⁻¹),

G - fluxo de calor do solo (MJ m⁻² d⁻¹),

ρ_a - massa volúmica do ar (kg m⁻³),

c_p - calor específico do ar (MJ kg⁻¹ °C⁻¹),

e_s - tensão de saturação de vapor de água (kPa),

e_a - tensão actual de vapor de água (kPa),

$e_s - e_a$ - défice de saturação de vapor de água (kPa),

Δ - declive da curva de tensão de vapor em função da temperatura (kPa °C⁻¹),

γ - constante psicrométrica (kPa °C⁻¹),

r_a - resistência aerodinâmica (s m⁻¹) e

r_s - resistência superficial (s m⁻¹).

Esta equação resulta da extensão da fórmula de Penman (1948, citado em Allen *et al.*, 1998) a superfícies cultivadas, por introdução de factores de resistência que correspondem ao atrito entre o ar e as partes superiores das superfícies vegetais – resistência aerodinâmica – e entre o ar e as aberturas dos estomas, a área foliar e a superfície do solo – resistência superficial.

Considerando uma cultura de referência com uma altura de 0,12 m, uma resistência superficial de 70 s m⁻¹ e um albedo de 0,23, tem-se a equação FAO Penman – Monteith

$$Et_0 = \frac{0.408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2.4)$$

$$\text{com } r_a = \frac{208}{u_2} \text{ s m}^{-1} \text{ e}$$

onde

Et_0 – evapotranspiração de referência diária (mm d^{-1}),

T – temperatura média diária medida a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$),

u_2 – velocidade do vento a 2 m de altura (m s^{-1}).

Para determinar a taxa de evapotranspiração de uma dada cultura, denominada *evapotranspiração cultural*, Et_c , são utilizados rácios $\frac{Et_c}{Et_0}$ determinados experimentalmente e designados *coeficientes culturais*, K_c , tal que

$$Et_c = K_c Et_0 \quad (2.5)$$

A evapotranspiração determinada desta forma corresponde a uma evapotranspiração cultural em condições padrão, isto é, em culturas livres de doenças ou pragas, bem fertilizadas, crescendo em áreas extensas, sob condições ótimas de humidade do solo e atingindo a produção máxima para as condições climáticas dadas (Allen *et al.*, 1998).

O coeficiente cultural varia consoante o tipo de cultura e ao longo do ciclo da cultura. A variação do coeficiente cultural numa cultura anual é do tipo da representada na Figura 2.3.

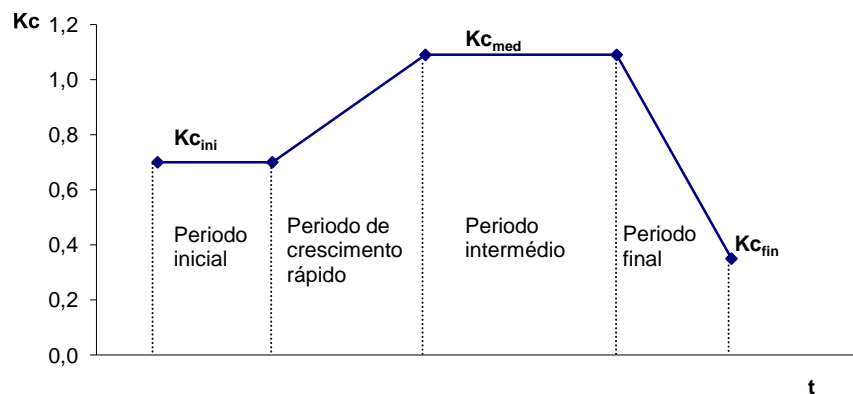


Figura 2.3 - Exemplo da variação do coeficiente cultural ao longo do ciclo de uma cultura anual.

De acordo com Cornish e Vertessy (2001), verificam-se alterações evidentes na taxa de evapotranspiração com o aumento da idade das árvores e florestas. Um dos aspectos da fisiologia

das árvores que maior influência tem na evapotranspiração é o índice de área foliar e este muda de forma marcada com a idade da floresta.

Se as culturas se desenvolvem em condições diferentes das condições padrão e causadoras de stress hídrico então o valor da evapotranspiração cultural deve ser ajustado. Para tal usam-se *coeficientes de stress hídrico*, K_s , de forma que

$$Et_c = K_s K_e Et_0 \quad (2.6)$$

O solo pode disponibilizar água para utilização pelas plantas num valor correspondente à *reserva utilizável*, Ru , ou seja à sua capacidade de armazenamento de água, dada pela diferença entre a capacidade de campo e o coeficiente de emurchecimento. Embora as raízes das plantas possam extrair água até ser atingido o coeficiente de emurchecimento, esta extracção de água reduz-se consideravelmente abaixo de um dado limiar devido às maiores tensões de humidade do solo que se vão desenvolvendo à medida que diminui o seu teor de humidade. Deste modo, há uma fracção da reserva utilizável, chamada *reserva facilmente utilizável*, Ru_f , abaixo da qual a taxa de evapotranspiração cultural diminui para valores inferiores ao valor potencial (Allen *et al.*, 1998).

Se o teor de humidade do solo for maior ou igual que a capacidade de campo, então $K_s = 1$, caso contrário

$$K_s = \frac{Ru - D}{Ru - Ru_f} \quad (2.7)$$

onde D é a depleção de humidade na zona das raízes, isto é, o teor de humidade em falta relativamente à capacidade de campo.

2.5. Água do solo

O meio poroso que o solo constitui tem a capacidade de armazenar a água que nele se infiltra. A capacidade de armazenamento de um solo está dependente das suas características físicas, principalmente da textura (Eagleson, 1970; Chow *et al.*, 1988; Costa, 1991; Quintela, 1996).

Considerando o corte transversal de uma zona hipotética adjacente a um curso de água, como o representado esquematicamente na Figura 2.4, distinguem-se três zonas principais de armazenamento da água no solo: *zona de água do solo* ou *zona de evaporação*; *zona intermédia*; *zona de saturação*.

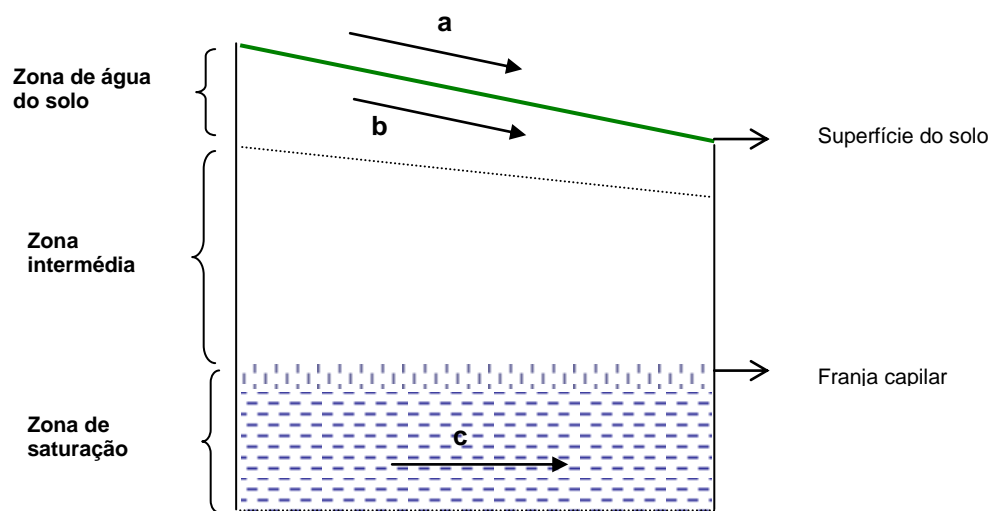


Figura 2.4 - Zonas de humidade do solo e tipos de escoamento: a - escoamento superficial; b – escoamento subsuperficial; c – escoamento subterrâneo (adaptado de Eagleson, 1970 e Quintela, 1996).

A zona de água do solo corresponde à zona de influência das raízes das plantas e é aquela onde a água pode ser reenviada para a atmosfera por transpiração das plantas ou evaporação. Abaixo desta encontra-se a zona intermédia onde a quantidade de água retida pode ser igual à capacidade de campo, podendo ser superior quando a zona é atravessada por água em movimento. Na franja capilar a água mantém-se devido ao fenómeno da capilaridade e os poros da base, na fronteira com a zona de saturação (superfície freática), encontram-se totalmente preenchidos com água à pressão atmosférica. Na zona de saturação, ou toalha freática, os poros do solo estão completamente preenchidos de água (Quintela, 1996).

Segundo Chow *et al.* (1988), acima da franja capilar o solo está normalmente não saturado, excepto a seguir a uma chuvada quando a infiltração pode provocar condições temporárias de saturação. Quintela (1996) refere que, se nesta zona for atingida a capacidade de campo, a água infiltrada passa para a zona de saturação, enriquecendo as reservas de água subterrânea que alimentarão os cursos de água, com diferimento no tempo relativamente ao escoamento superficial.

De acordo com Hillel (1980a)), o movimento de água no solo não cessa imediatamente quando termina a infiltração, podendo persistir durante um período longo de tempo enquanto a água se distribui no perfil do solo. Este movimento após infiltração é normalmente designado *drenagem interna* ou *percolação profunda*, se se estiver na presença de um lençol freático elevado ou se o perfil se encontrar saturado, caso contrário, designa-se *redistribuição*.

A forma como a água se movimenta no solo depende do teor de humidade que este apresenta. O escoamento designa-se saturado se todos os poros estiverem cheios de água e não saturado se uma parte deles estiver ocupada com ar (Lencastre e Franco, 1984; Chow *et al.*, 1988).

O escoamento num meio poroso saturado, ou escoamento na zona saturada, como o definem Lencastre e Franco (1984), para pequenas velocidades, em regime laminar, pode ser descrito pela Lei de Darcy dos escoamentos em meios porosos, expressa como

$$\vec{v} = -K \text{ grad}(H) \quad (2.8)$$

onde

\vec{v} – fluxo de Darcy ou velocidade aparente- razão entre o caudal e a área da secção transversal do meio poroso [L. T⁻¹],

$\text{grad}(H)$ - gradiente hidráulico [-],

K – condutividade hidráulica [L. T⁻¹].

A condutividade hidráulica é uma medida da permeabilidade do meio e, portanto, o seu valor varia consoante as características físicas deste, principalmente a porosidade. No Quadro 2.1 apresentam-se valores típicos de condutividade hidráulica e porosidade em meios porosos não estruturados.

Quadro 2.1 - Valores típicos de condutividade hidráulica e porosidade em meios porosos não estruturados (Chow *et al.*, 1988).

Material	Condutividade Hidráulica (cm.s ⁻¹)	Porosidade (%)
Cascalho	10 ⁻¹ - 10 ²	25-40
Areia	10 ⁻⁵ - 1	25-50
Limo	10 ⁻⁷ - 10 ⁻³	35-50
Argila	10 ⁻⁹ - 10 ⁻⁵	40-70

Na zona não saturada do solo, o movimento da água é governado por dois potenciais: o potencial de gravidade, z , e o potencial matricial, Ψ (Hillel, 1980a); Hillel, 1980b); Lencastre e Franco, 1984; Chow *et al.*, 1988). Ou seja, a carga total associada ao escoamento é dada por

$$H = z + \Psi \quad (2.9)$$

onde se considerou o eixo vertical orientado de baixo para cima.

Substituindo em (2.8), para um fluxo vertical, obtém-se

$$v = -K \frac{d\Psi}{dz} - K \quad (2.10)$$

Considerando a equação da continuidade num meio poroso, para um fluxo unidimensional variável e não saturado

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial v}{\partial z} = 0 \quad (2.11)$$

onde θ é o teor volúmico de humidade do meio poroso [-]

e substituindo (2.10) em (2.11), tem-se

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2.12)$$

que é uma forma da equação de Richards (1931, citado em Hillel, 1980a)) para o fluxo vertical não saturado num meio poroso.

De acordo com Hino *et al.* (1988), a condutividade hidráulica é governada pelo teor de humidade do solo. Quanto maior este for, mais rápida é a propagação da água da chuva no solo. Consequentemente, o teor de humidade inicial desempenha um importante papel na produção de escoamento num evento de precipitação.

O padrão de variação com o grau de saturação do solo, para dois tipos de solo – arenoso e argiloso – pode representar-se esquematicamente como se mostra na Figura 2.5.

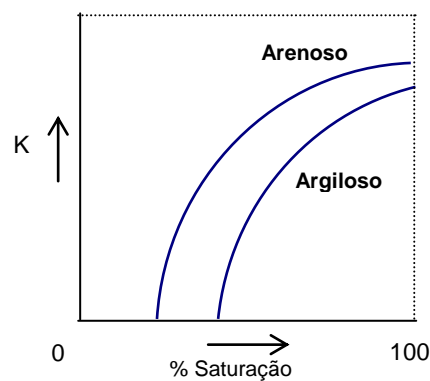


Figura 2.5 - Representação esquemática da variação da condutividade hidráulica com o grau de saturação de humidade para dois tipos de solo (adaptado de Rawls *et al.*, 1992).

2.6. Infiltração

A infiltração, juntamente com a intercepção, o armazenamento nas depressões e a evaporação durante uma chuvada, determina a disponibilidade de precipitação para a formação do escoamento.

O fluxo volumétrico de água que entra no perfil do solo por unidade de área superficial é designado *intensidade* ou *taxa de infiltração*, f [L.T⁻¹]. A *infiltração acumulada*, F [L], é a altura acumulada de água infiltrada durante um dado período de tempo, t . F e f relacionam-se por

$$F(t) = \int_0^t f dt \quad (2.13)$$

e

$$f = \frac{dF}{dt} \quad (2.14)$$

Se houver acumulação de água à superfície do solo sob a forma de uma película de água, ou seja, na condição em que a intensidade de precipitação excede a capacidade do solo para absorver a água, a infiltração ocorre a uma taxa máxima definida por Horton (1940, citado em Hillel, 1980) como *capacidade de infiltração*. Hillel (1980a)) denomina essa taxa por *infiltrabilidade* e Chow *et al.* (1988) referem-se a uma *taxa potencial de infiltração*.

Segundo Chu (1978), Pingoud (1981) e Peschke e Kutilek (1982), o processo de infiltração num evento de precipitação pode ser dividido em duas fases: i) uma fase não saturada, sem acumulação de água à superfície e, portanto, sem escoamento, em que a taxa de infiltração iguala a intensidade de precipitação e toda a chuva que atinge a superfície se infiltra; ii) uma segunda fase, saturada, com acumulação de água à superfície e formação de escoamento, em que a infiltração depende das condições de humidade do solo e é independente do efeito da distribuição temporal da chuva, e onde a taxa de infiltração atinge o seu máximo correspondente à capacidade de infiltração.

Rubin (1966, citado em Hillel, 1980a)) considera que existem três modos de infiltração da precipitação: i) sem encharcamento, ii) pré - encharcamento; iii) após encharcamento. Os dois primeiros são definidos pela intensidade da precipitação e, portanto, controlados pelo fornecimento de água. O terceiro é determinado pela altura ou pressão da água acima da superfície e pelas condições de humidade e condutividade do solo.

Mein e Larson (1971, citados em Viessman e Lewis, 1996), descrevem três casos gerais de infiltração associada à precipitação: i) quando a intensidade de precipitação é menor que a condutividade hidráulica saturada do solo ($I_1 < K$), condição em que o escoamento nunca ocorre pois toda a chuva se infiltra no solo; ii) quando a intensidade de precipitação excede a condutividade hidráulica saturada mas é menor que a capacidade de infiltração ($I_2 > K$) (Figura 2.6); iii) quando a intensidade de precipitação excede a capacidade de infiltração ($I > K$), condição em que pode ocorrer escoamento (Figura 2.7 e ramo curvo da Figura 2.6).

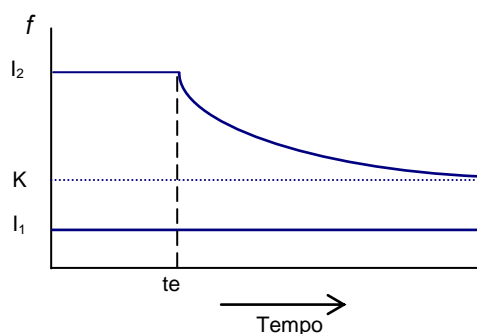


Figura 2.6 - Taxa de infiltração quando a intensidade de precipitação é menor que a condutividade hidráulica saturada e quando é maior do que esta mas menor do que a capacidade de infiltração (t_e - tempo de encharcamento) (adaptado de Viessman e Lewis, 1996).

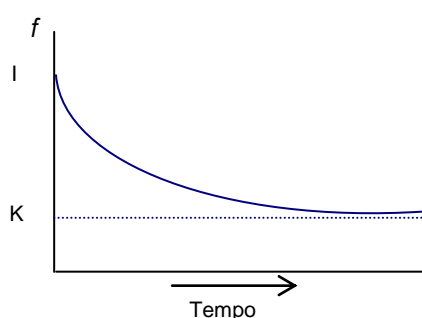


Figura 2.7 - Taxa de infiltração quando a intensidade de precipitação é maior que a capacidade de infiltração (adaptado de Viessman e Lewis, 1996).

Com a exceção do primeiro caso e da fase inicial do segundo, a capacidade de infiltração diminui com o tempo até se aproximar do valor da condutividade hidráulica saturada do solo.

No Quadro 2.2. apresentam-se valores típicos de taxa de infiltração “final” em diferentes tipos de solos.

Quadro 2.2 - Valores típicos de taxa de infiltração “final” em diferentes tipos de solo (Hillel, 1980a).

Tipo de solo	f (mm h ⁻¹)
Areias	> 20
Solos arenosos e limosos	10 - 20
Limos	5 - 10
Solos argilosos	1 - 5
Solos argilo-sódicos	< 1

Segundo Hillel (1980a)), os principais factores que influenciam a capacidade de infiltração do solo são o tempo desde o início da precipitação ou rega, o teor de humidade inicial, a condutividade hidráulica e as condições de superfície do solo.

A capacidade de infiltração pode diminuir como resultado da deterioração gradual da estrutura do solo e da consequente formação de crosta superficial devido ao destacamento e migração de partículas que bloqueiam os poros.

De acordo com Slattery e Bryan (1992), a formação de crostas superficiais é um processo dinâmico e complexo que segue, em termos gerais, a seguinte sequência: i) rápida destruição dos agregados superficiais por impacto directo das gotas de chuva, ii) rearranjo dos fragmentos destruídos e dos constituintes texturais e iii) compactação do material superficial devido ao impacto contínuo das gotas de chuva.

A formação de crosta superficial em solos descobertos expostos à chuva afecta seriamente o processo de infiltração. O efeito da crosta é considerado negativo quando se deseja o máximo de infiltração mas pode ser bastante benéfico quando o objectivo é maximizar o escoamento (Assouline e Mualem, 2001).

Durante a infiltração num perfil de solo homogéneo ideal, com condições de encharcamento à superfície, ocorrem três zonas de humidade, tal como se representam na Figura 2.8.

(infiltração)

Figura 2.8 - Zonas de humidade durante a infiltração (adaptado de Chow *et al.*, 1988).

À superfície verifica-se uma *zona de saturação* que pode ocorrer numa espessura de alguns milímetros a centímetros; no seu prolongamento encontra-se uma zona não saturada de teor de humidade aproximadamente uniforme, designada *zona de transmissão*; abaixo desta ocorre uma *zona de humedecimento* na qual o teor de humidade diminui com a profundidade num gradiente muito pronunciado definido por uma *frente de humedecimento* onde a variação do teor de humidade

com a profundidade é tão grande que parece haver uma fronteira clara entre o solo húmido acima e o solo seco localizado abaixo (Hillel, 1980a); Chow *et al.*, 1988).

A existência de crosta superficial implica que se considere uma divisão do perfil do solo numa camada incrustada sobre um subsolo homogêneo, pois, como referem Smith *et al.* (1999), a crosta superficial funciona como uma camada estável, caracterizada por uma condutividade hidráulica saturada consideravelmente mais baixa do que a do solo subjacente, que vai controlar o processo de infiltração.

Segundo Warrick e Nielsen (1980) e Nielsen *et al.* (1996), os solos não são compostos por unidades homogêneas mas apresentam sempre algum grau de variabilidade e, por isso, um dos problemas dos dados de solos utilizados nos modelos dos sistemas naturais é que tanto a qualidade como o limites de confiança destes são fortemente influenciados pela sua variabilidade espacial.

Warrick e Nielsen (1980) concluíram, através da recolha de informação disponível na literatura, que um dos parâmetros do solo que apresenta maior variabilidade espacial é a condutividade hidráulica, tanto saturada – coeficientes de variação entre 0,86 e 1,90 – como não saturada – coeficientes de variação de 1,70 a 2,80 e de 4,00 a 4,20 para graus de saturação de humidade do solo de 90% e 60%, respectivamente.

Como resultado destas grandes variações espaciais e das variações temporais nas propriedades do solo que ocorrem à medida que o teor de humidade se altera, a infiltração é um processo muito complexo que pode ser descrito apenas aproximadamente com equações matemáticas (Chow *et al.*, 1988).

No entanto, como defende Pingoud (1981), a modelação da infiltração é uma parte importante da modelação precipitação – escoamento, pois o processo de infiltração determina o balanço entre os ganhos de água do solo e o escoamento superficial e a confiança nas predições de escoamento superficial está muito dependente da validade dos modelos de infiltração.

Têm sido propostas ao longo dos anos várias equações, algumas inteiramente empíricas e outras teoricamente baseadas, em tentativas repetidas de expressar a capacidade de infiltração como função do tempo ou da quantidade total de água infiltrada no solo (Hillel, 1980a)).

Apresentam-se por ordem cronológica as principais equações de capacidade de infiltração, seguindo-se aproximadamente a descrição feita em Hillel (1980a)) e dando-se especial relevo à equação de Green e Ampt (1911), seleccionada para o cálculo da infiltração no modelo desenvolvido nesta dissertação.

- Equação de Green e Ampt (1911)

$$f = \tilde{K} - \frac{\tilde{K}\Psi_f(\tilde{\theta} - \theta_i)}{F} \quad (2.15)$$

onde

\tilde{K} - condutividade hidráulica saturada [L.T⁻¹],

Ψ_f - sucção na frente de humedecimento [L],

$\tilde{\theta}$ - teor volúmico de humidade do solo de saturação [-],

θ_i - teor volúmico de humidade do solo actual, ou seja, $\tilde{\theta} - \theta_i$ é o défice de saturação de humidade do solo [-],

com

$$F + \frac{\tilde{K}\Psi_f(\tilde{\theta} - \theta_i)}{\tilde{K}} \ln \left[1 - \frac{F}{\Psi_f(\tilde{\theta} - \theta_i)} \right] = \tilde{K}t \quad (2.16)$$

Como $F=0$ quando $t=0$, então f é inicialmente infinita e decresce gradualmente com o aumento de F , até um valor \tilde{K} .

- Equação de Kostiakov (1932)

$$f = B't^{-n'} \quad (2.17)$$

onde B' e n' são constante empíricas.

Neste caso, f aproxima-se de zero à medida que o tempo aumenta, em vez de se aproximar de um valor constante maior do que zero, como acontece normalmente nos solos. Em $t=0$ f é infinita, tal como na equação anterior.

- Equação de Horton (1940)

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-K't} \quad (2.18)$$

onde

f_0 – valor inicial de capacidade de infiltração [$L \cdot T^{-1}$],

f_c – valor final de capacidade de infiltração, ou seja, condutividade hidráulica saturada [$L \cdot T^{-1}$]

e

k' – constante que determina a rapidez com que f decresce de f_0 até f_c [T^{-1}].

A curva de capacidade de infiltração de Horton é a correspondente à Figura 2.7, representada anteriormente.

- Equação de Philip (1957c)

$$f = f_c + \frac{S}{2t^{1/2}} \quad (2.19)$$

onde S é um parâmetro que Philip designou por “sorptivity”, função da sucção de humidade do solo.

Tal como no modelo de Green e Ampt, a capacidade de infiltração é infinita em $t=0$.

- Equação de Holtan (1961)

$$f = f_c + a(M - F)^{n''} \quad (2.20)$$

onde

a e n'' – constantes e

M - capacidade de armazenamento de água do solo acima da primeira camada impermeável [L].

Segundo Hillel (1980a)), não foi especificado qual o valor de M num solo sem camada impermeável e, para além disso, a equação só pode ser usada no intervalo $0 \leq F \leq M$, pois $f = f_c$ só ocorre no ponto $F = M$.

De acordo com Chu (1978), a equação de Green e Ampt é uma representação simplificada do processo de infiltração no campo. Assume um perfil homogéneo e uma distribuição uniforme do teor antecedente de humidade do solo. O movimento da água no perfil toma a forma de uma frente de humedecimento a avançar e a difusão da humidade no solo é negligenciada. Contudo, a equação é de longe um dos melhores modelos disponíveis para descrever a infiltração durante uma chuvada.

A equação de Green e Ampt resulta, segundo Chow *et al.* (1988), de uma teoria física da infiltração e tem uma solução analítica exacta. Adicionalmente, como defende Hillel (1980a)), é um modelo simples e aproximado mas útil para descrever o processo de infiltração e cuja utilização se tem revelado bastante satisfatória, principalmente em certos casos de infiltração em solos de textura grosseira inicialmente secos.

2.7. Escoamento superficial

O termo *escoamento superficial* designa a porção de água fornecida à superfície que não se infiltra no solo, nem se acumula nas depressões da superfície, mas que se desloca ao longo das encostas e eventualmente afluí em canais de geometria e dimensões variadas – sulcos e ravinas – formando geralmente um padrão “em árvore” e confluindo para canais cada vez maiores, originando, portanto, o escoamento nas linhas de água (Hillel, 1980a)).

Segundo Eagleson (1970), quando e onde a intensidade de precipitação exceder a taxa de infiltração à superfície, a precipitação em excesso começa a acumular-se na forma de uma armazenamento superficial estático cuja capacidade é governada pela extensão em que as irregularidades do terreno e a tensão superficial podem desenvolver forças que equilibram as forças gravitacionais crescentes. Se a capacidade de armazenamento superficial for excedida, inicia-se o

escoamento superficial sob a forma de uma lâmina de água em movimento. As irregularidades superficiais causam uma concentração dos gradientes de potencial gravitacional e, consequentemente, uma concentração do escoamento superficial em sulcos de geometria variada.

Como refere Hillel (1980a)), em solos cultivados, o escoamento superficial é geralmente indesejável pois resulta numa perda de água e causa frequentemente erosão, cuja quantidade aumenta com o aumento da velocidade e quantidade de escoamento.

Em hidrologia, o escoamento superficial, por si só, é entendido como um ganho do sistema hidrológico, na perspectiva do aumento dos recursos hídricos directamente disponíveis para uso do Homem. Frequentemente, as “perdas” do sistema – quantidade de água interceptada na vegetação, armazenada nas depressões e infiltrada no solo – são avaliadas através do uso de *coeficientes de escoamento*, correspondentes à razão entre o escoamento directo (escoamento superficial e subsuperficial) e a precipitação ocorrida durante uma chuvada.

A quantidade de escoamento originado num evento de precipitação depende das características da chuvada – quantidade de precipitação, intensidade e duração – mas também das condições de humidade do solo no início da chuvada, cuja avaliação pode ser realizada com base em *índices de precipitação antecedente*, calculados segundo o princípio de que a humidade de solo diminui exponencialmente quando não há ocorrência de precipitação e arbitrando um valor inicial para o índice (Shaw, 1994).

Deste modo, podem distinguir-se dois mecanismos de escoamento superficial. Por um lado, este pode ser gerado sempre que a intensidade de precipitação exceda a capacidade de infiltração, designando-se *escoamento superficial de Horton* ou *Hortoniano*, por outro, ocorre se o solo estiver saturado, “obligando” água a acumular-se e, posteriormente, a deslocar-se sobre a superfície, classificando-se neste caso como *escoamento superficial de saturação* ou *não Hortoniano* (Linsley *et al.*, 1988; Chow *et al.*, 1988).

Segundo Chow *et al.* (1988), o escoamento Hortoniano é aplicável a superfícies impermeáveis, superfícies em áreas urbanas e a superfícies naturais com solos delgados e/ou de baixa capacidade de infiltração, como acontece frequentemente em zonas áridas e semi-áridas. Wilcox *et al.* (1997), em estudos levados a cabo numa zona da Austrália com uma precipitação média anual de 500 mm e uma evapotranspiração potencial média para o mesmo período de 1700 mm, constataram que

este tipo de escoamento é dominante, raramente se verificando escoamento superficial de saturação.

Istok e Boersma (1986), num artigo sobre a formação de escoamento em bacias hidrográficas localizadas no Noroeste dos EUA, onde predominam chuvas de baixa intensidade, referem que as maiores taxas de escoamento ocorrem normalmente durante períodos chuvosos e extensos que podem saturar o solo, condição em que qualquer chuvada adicional se transforma imediatamente em escoamento, mesmo que a intensidade de precipitação seja muito pequena.

Linsley *et al.* (1988) defendem que esta distinção entre os dois tipos de escoamento é um pouco académica pois a camada mais superficial do solo tem que estar saturada em qualquer ponto onde exista escoamento superficial e a saturação da camada superficial não exclui a ocorrência de infiltração.

A área de uma bacia hidrográfica que contribui para o escoamento superficial não é a área total da bacia. Por um lado, as áreas saturadas dependem da distribuição espacial das características topográficas e da espessura e permeabilidade das camadas superficiais, ocorrendo preferencialmente na base das encostas, junto a linhas de água, em depressões e onde existe descontinuidade pronunciada (Sunada e Hong, 1988). Por outro, como a infiltração é muito variável espacialmente, o escoamento tipo Hortoniano origina-se principalmente onde a capacidade de infiltração do solo é mais baixa (Wilcox *et al.*, 1997).

David *et al.* (1994) observaram que o aumento evidente registado no escoamento nas linhas de água em duas bacias hidrográficas onde se efectuou o corte de eucaliptos, em resposta a eventos de precipitação de intensidade elevada, se deveria ao papel preponderante desempenhado pelo escoamento superficial originado em zonas de baixa capacidade de infiltração e associado à redução na interceptação da chuva, bem como à diminuição da evapotranspiração.

As equações que idealmente representam o escoamento superficial na forma de uma película de água em movimento são as equações de Saint Venant - equações diferenciais parciais, com o tempo e o espaço como variáveis independentes – que descrevem o escoamento variável unidimensional em superfície livre. Estas equações podem ser escritas na forma de uma equação de energia

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{v'}{g} \frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial v'}{\partial t} \quad (2.21)$$

e de uma equação de continuidade

$$A \frac{\partial v'}{\partial x} + v' B \frac{\partial y}{\partial x} + B \frac{\partial y}{\partial t} = q_e \quad (2.22)$$

onde

S_f – perda de carga unitária [-],

S_0 – declive do fundo [-],

y - altura do escoamento [L];

x – distância na direcção do escoamento [L];

v' – velocidade média do escoamento [$L T^{-1}$],

g – aceleração da gravidade [$L T^{-2}$]

A – área da secção transversal [L^2],

B – largura superficial do escoamento [L] e

q_e – caudal entrado por unidade de comprimento do plano de escoamento [$L^2 T^{-1}$].

Quando se verifica a predominância dos efeitos do declive e do atrito do terreno relativamente aos do declive da superfície da água e da inércia da massa de água – condições que satisfazem o escoamento sobre a superfície do terreno – está-se perante um problema que, segundo Eagleson (1970), Akam (1986) ou Sunada e Hong (1988), pode ser explicado com bons resultados pelo *modelo da onda cinemática* cuja formulação serviu como base para a análise do escoamento superficial nos modelos SWM de Crawford e Linsley (1966), SHE de Clausen (1979, citado em Hipólito, 1985), HEC-HMS do USACE (2000), entre outros.

Assim, num escoamento pouco profundo, a perda de carga e o declive do fundo do plano de escoamento são aproximadamente iguais e a equação (2.21) pode simplificar-se para

$$S_f = S_0 \quad (2.23)$$

podendo ser facilmente utilizada numa equação de resistência ao escoamento, como a equação de Manning (1891, citado em Hillel, 1980a))

$$Q = K_s R^{2/3} S_f^{1/2} A \quad (2.24)$$

onde

Q – caudal escoado ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$),

K_s – inverso do coeficiente de resistência de Manning ($\text{m}^{1/3} \text{s}^{-1}$),

R – raio hidráulico (m).

Efectuando as simplificações necessárias, obtêm-se assim as equações da onda cinemática (Lighthill e Whitham, 1955, citados por Eagleson, 1970) para o escoamento sobre um plano impermeável

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i_e \quad (2.25)$$

e

$$q = \alpha y^m \quad (2.26)$$

onde

y - altura do escoamento na secção do plano de abcissa x e no instante t [L],

q – caudal escoado por unidade de largura do plano de escoamento [$\text{L}^2 \text{T}^{-1}$],

i_e - intensidade da precipitação em excesso relativamente à retenção [L T^{-1}],

α e m - parâmetros da onda cinemática, que, utilizando a equação de Manning do escoamento turbulento em superfície livre, são dados por

$$\alpha = K_s \cdot \sqrt{S_0}$$

e

$$m = \frac{5}{3}.$$

Resulta assim a combinação da equação da continuidade com uma equação de resistência ao escoamento, derivada da simplificação da equação de energia, em que se considera a perda de carga unitária do escoamento igual ao declive da superfície do terreno.

O tempo de concentração do escoamento numa bacia hidrográfica é o tempo que uma gota de chuva que cai no ponto mais afastado da secção de referência leva até atingir essa secção e, portanto, quando a intensidade de precipitação efectiva se mantém constante, corresponde ao momento em que toda a bacia contribui para o escoamento e em que este atinge um valor máximo (Figura 2.9).

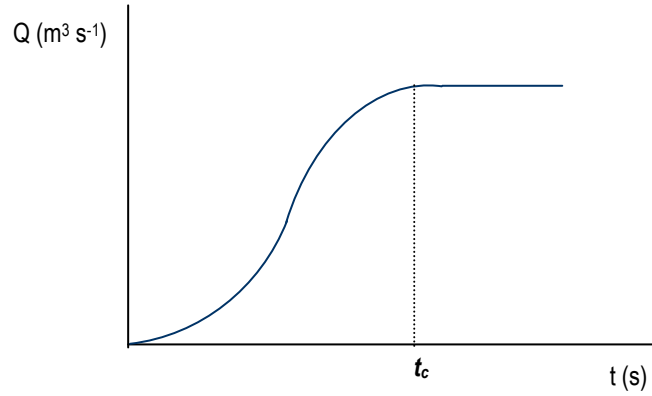


Figura 2.9 - Hidrograma de escoamento superficial na secção final, com intensidade de precipitação efectiva constante.

No caso de um escoamento cinemático sobre um plano, o tempo de concentração (t_c), entendido como o tempo necessário para que se atinja a detenção de equilíbrio, ou seja, o caudal máximo para determinada precipitação efectiva de intensidade constante, pode ser obtido fazendo (Eagleson, 1970; Hipólito, 1985; Akam, 1986)

$$t_c = \left(\frac{L}{\alpha \cdot i_e^{m-1}} \right)^{\frac{1}{m}} \quad (2.27)$$

onde L é o comprimento do plano de escoamento [L].

A equação (2.27) permite avaliar a ordem de grandeza do tempo de subida de um hidrograma na secção final do plano de escoamento, nas condições admitidas na sua dedução.

2.8. Modelação hidrológica

2.8.1. Aspectos gerais

Um modelo é uma representação de determinado processo que permite reproduzir, com maior ou menor aproximação, quantidades de grandezas nele intervenientes sem o duplicar exactamente (Hipólito, 1985).

Segundo Anderson e Burt (1985), todos os modelos procuram simplificar a complexidade do mundo real através da selecção e do uso dominante de aspectos fundamentais de um sistema, à custa de detalhes acidentais. Ao fornecer uma perspectiva aproximada da realidade, um modelo deve manter-se o suficientemente simples para permitir a sua compreensão e uso, mas ser o suficientemente complexo para que seja representativo do sistema que está a ser estudado.

Beven (1989) refere que os modelos de simulação têm dois objectivos: i) explorar as implicações de se efectuarem certas assunções sobre a natureza do mundo real; ii) prever o comportamento do mundo real num conjunto de circunstâncias naturais.

Um sistema hidrológico é definido como uma estrutura ou volume no espaço, envolvida por uma fronteira que recebe água e outros *inputs*, opera internamente neles e vai produzi-los como *outputs*. Um modelo de um sistema hidrológico é uma aproximação ao sistema real em que os *inputs* e *outputs* são variáveis hidrológicas mensuráveis relacionadas através de um conjunto de equações que constituem a estrutura do modelo (Chow *et al.*, 1988).

Para o planeamento e projecção de estruturas de reserva e condução hidráulica, medidas de controlo de cheias, avaliação dos impactos da mudança de uso dos solos, etc., são necessárias estimativas de resposta hidrológica.

Wagenet (1988) e Grayson *et al.* (1992 (1)) defendem que o desafio no estudo da hidrologia de uma bacia hidrográfica deixou de ser a predição do balanço hídrico para análise de reservatórios e de mitigação de cheias para passar a ser o de modelar o escoamento de água superficial e subsuperficial e o transporte de sedimentos e poluentes na bacia.

De acordo com Ferreira e Smith (1988), os modelos de simulação constituem ferramentas importantes na investigação agrícola pois podem auxiliar na determinação de melhores práticas agrícolas para um dado conjunto de condições, assim como permitir a análise dos efeitos hidrológicos, erosivos e químicos dessas práticas em vários cenários climáticos. Referem ainda que um outro importante papel da modelação é o de identificar falhas ou imprecisões no conhecimento e de determinar, assim, áreas de investigação a seguir.

A utilização de modelos hidrológicos é muito importante no desenvolvimento e teste de teorias e hipóteses, na análise de dados e na determinação de quais os dados que devem ser medidos. Contudo, não compensa a falta de dados ou a falta de conhecimento do sistema natural. Quanto melhor o conhecimento deste, melhores serão os modelos e mais gerais as suas aplicações (Grayson *et al.*, 1992 (2)).

2.8.2. Tipos de modelos hidrológicos

Uma forma de classificar os vários tipos de modelos de processos hidrológicos é a que se representa na Figura 2.10, partindo de uma divisão primária entre modelos físicos e modelos matemáticos.

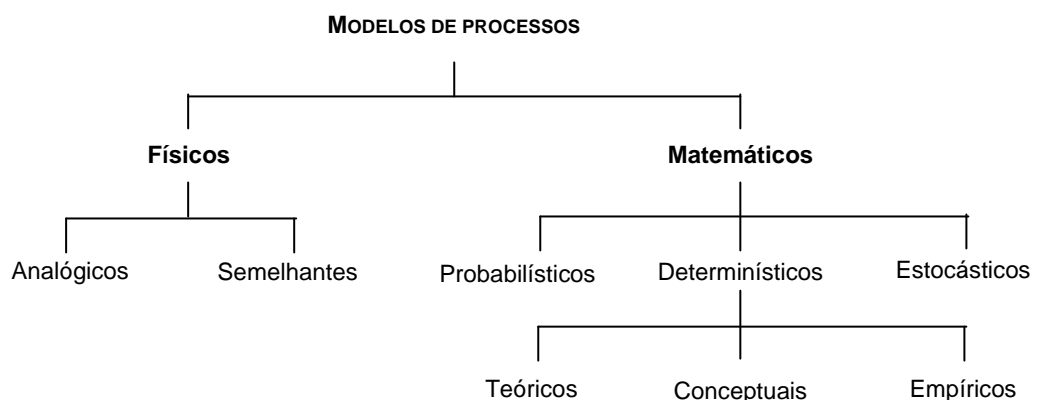


Figura 2.10 - Tipos de modelos hidrológicos (adaptado de Hipólito, 1985).

Os *modelos físicos* utilizam a medição e manipulação de grandezas físicas para a representação de um processo natural (Hipólito, 1985). Dentro destes, podem distinguir-se os *modelos analógicos* – reprodução do processo que se pretende modelar utilizando um processo físico de natureza

diferente, por exemplo, representação do escoamento através de um circuito de corrente eléctrica – e os *modelos semelhantes* – reprodução do processo numa escala diferente, por exemplo, um canal real em escala reduzida.

Os *modelos matemáticos* utilizam uma equação ou um conjunto de equações para representar a resposta do sistema. São normalmente categorizados como: i) *probabilísticos*, quando se analisam os processos segundo a distribuição da sua frequência de ocorrência; ii) *determinísticos*, quando todas as relações matemáticas são consideradas livres de qualquer componente aleatória; iii) *estocásticos*, quando incorporam tanto relações de causa - efeito como do tipo aleatório.

Consoante o conhecimento de base sobre o qual é construído um modelo matemático *determinístico*, isto é, o grau em que incorpora conceitos da Física, assim se classifica em: i) *teórico*, se a sua estrutura tem como base apenas leis físicas, apoiando-se na aplicação dos princípios de conservação da massa, do momento e da energia ; ii) *empírico*, se a sua construção não se apoia em qualquer lei física; iii) *conceptual*, se tem uma estrutura situada entre a de um modelo teórico e a de um modelo empírico, ou seja, se na sua construção se substituem componentes determinísticos teóricos por outros componentes determinísticos analógicos, mantendo-se a verificação do princípio de conservação da massa (Hipólito, 1985).

Haan (1988) define modelo hidrológico (determinístico conceptual) como um conjunto de leis físicas e observações empíricas escritas em termos matemáticos e combinadas de forma a produzirem um conjunto de resultados com base num conjunto de condições conhecidas e/ou assumidas.

A base temporal dos modelos hidrológicos é normalmente dividida entre a previsão do escoamento em eventos únicos de precipitação e a previsão contínua durante um dado período de tempo, distinguindo-se desta forma modelos de *evento único* e modelos *contínuos*.

A forma como no modelo é considerada a variabilidade espacial das características físicas da bacia hidrográfica também implica uma distinção no tipo de modelo. Assim, modelos em que são consideradas as variações espaciais ou geográficas das características e dos processos são denominados modelos *distribuídos*. Pelo contrário, se esta variabilidade não é tida em conta e se utilizam valores médios, então está-se perante modelos *agregados*.

Segundo Pilgrim e Bloomfield (1980), a modelação contínua determinística dos processos de precipitação - escoamento proporciona um meio potencialmente efectivo de previsão em tempo real do escoamento numa bacia de drenagem. Lamb (1999) considera que um modelo que tenha continuamente em conta o balanço hídrico do solo tem a atractiva característica de representar implicitamente os factores dinâmicos que afectam a produção de escoamento.

Dois dos mais importantes modelos de simulação de eventos são:

- *Computer Program for Project Formulation Hydrology* (TR-20) do SCS (1973, citado em Hipólito, 1985) e
- *Hydrologic Modeling System* (HEC-HMS) do USACE (2000), que substituiu o “HEC-1 Flood Hydrograph Package”.

Como exemplos de modelos determinísticos conceptuais de simulação contínua têm-se:

- Modelo de Dawdy e O'Donnel (1965, citado em Shaw, 1994);
- *Stanford Watershed Model Version IV* (SWM – IV) de Crawford e Linsley (1966), com base no qual se desenvolveram várias versões;
- *Antecedent Precipitation Index Model* (API), de que existem várias versões, uma delas desenvolvida por Sittner *et al.* (1969, citado em Viessman, 1996);
- *Système Hydrologique Européen* (SHE) de Clausen (1979);
- *United States Department of Agriculture Hydrograph Laboratory model* (USDAHL), de que existem várias versões, uma delas descrita por Holtan e Lopez (1973, citado em Hipólito, 1985);
- *Precipitation – Runoff Modeling System* (PRMS) de Alley e Smith (1982, citado em Viessman, 1996);
- *Simulator for Water Resources in Rural Basins* (SWRRB) de Arnold *et al.* (1990, citado em Viessman, 1996);
- *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) de Arnold *et al.* (1998, citado em Eckhardt e Arnold, 2001).

Embora a complexidade dos muitos modelos existentes varie muito, a maioria representa a água armazenada nas várias zonas de uma bacia hidrográfica através de um conjunto de reservatórios conceptuais e os vários processos hidrológicos são modelados através de equações.

O HEC-HMS é um programa constituído por vários modelos que no seu conjunto representam o comportamento de uma bacia hidrográfica. Embora a maioria desses modelos sejam de simulação de eventos, o HEC-HMS inclui também o modelo contínuo agregado *Soil Moisture Accounting* (SMA) que simula o movimento e o armazenamento da água na vegetação, na superfície do solo, no perfil do solo e nas camadas subterrâneas, ao longo do tempo.

O SHE, o SWRRB ou o SWAT são exemplos de modelos distribuídos complexos, assentes numa descrição fisicamente baseada da formação do escoamento, em que as bacias hidrográficas são divididas numa malha de sub-bacias ou unidades de resposta hidrológica, cada uma com características físicas uniformes.

Actualmente, tem-se verificado o desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos suportados por modelos digitais de relevo – modelos RASTER (malhas quadrangulares regulares) e TIN (malhas triangulares irregulares)– que beneficiam da crescente utilização de sistemas de informação geográfica aplicados à hidrologia e recursos hídricos (Hipólito e Simões, 2002).

Cochrane e Flanagan (1999) consideram que a cada vez maior disponibilidade de modelos digitais de relevo mais exactos, o uso de satélites ou de sistemas GPS é determinante na modelação hidrológica, tanto para objectivos de investigação como para a gestão agrícola e para determinações relativas à conservação dos solos.

Segundo Anderson e Burt (1985), a complexidade de um modelo não deve ser confundida com exactidão. As simplificações e limitações da estrutura de um modelo devem ser sempre tidas em consideração e o grau de incerteza associado às predições do modelo deve ser conhecido.

De acordo com Beven (1989), mesmo os modelos fisicamente baseados mais complexos são simplificações extremas da realidade, pois embora as equações usadas descrevam bem os processos que ocorrem numa bacia hidrográfica ideal, espacialmente homogénea, quando se trata de um sistema complexo tri-dimensional, espacialmente heterogéneo e temporalmente variável como uma bacia hidrográfica real, não há tantas certezas quanto à correcção dessas equações.

Grayson *et al.* (1992 (2)), num artigo onde analisam as limitações dos modelos hidrológicos fisicamente baseados, salientam a existência de inconsistência de escala entre as medições das variáveis no campo e na forma como estas são aplicadas nos modelos, não sendo possível uma

correcta integração da variabilidade espacial dos parâmetros físicos. Citando Hillel (1986), enumeram quatro princípios a serem aplicados no desenvolvimento de modelos fisicamente baseados: i) parcimónia, através da minimização do número de parâmetros; ii) modéstia, pois o alcance e a aplicabilidade de um modelo não devem ser ultrapassados; iii) exactidão, isto é, a exactidão da predição não precisa de ser melhor do que a da própria medição; iv) possibilidade de teste, para definir os limites de aplicação do modelo.

O'Donnel e Canedo (1980) consideram as seguintes fontes de incerteza na modelação hidrológica conceptual: i) incerteza quanto aos dados; ii) incerteza na estrutura do modelo; iii) incerteza na calibração do modelo. Esta última está relacionada com os parâmetros estimados e reflecte a existência de pouca informação ou de técnicas inadequadas de estimação desses parâmetros.

2.8.3. Parâmetros dos modelos hidrológicos

Os parâmetros são especificações numéricas do sistema real que se pretende modelar e a qualidade dos resultados de um modelo está estreitamente dependente dos valores que a eles se atribuem.

A avaliação dos parâmetros de um modelo pode ser feita através de duas perspectivas gerais: i) estimativa directa com base em conhecimentos hidrológicos disponíveis ou em medições de campo ou laboratório; ii) calibração através de procedimentos de optimização (Pilgrim e Bloomfield, 1980).

A calibração de um modelo, isto é, o ajustamento dos resultados por forma a que estes constituam uma resposta o mais próxima possível daquela que ocorre na realidade, consiste na obtenção de um conjunto de valores dos parâmetros do modelo que optimize uma função, designada por função objectivo, que transforma o conjunto dos desvios entre as variáveis homólogas do modelo e do processo real num único valor deles dependente (Hipólito, 1985).

A optimização de parâmetros consiste normalmente em procurar os valores dos parâmetros que minimizem a função objectivo. Esta pode ser de vários tipos mas uma das mais utilizadas é o somatório do quadrado dos desvios absolutos, ou seja, o quadrado das diferenças entre os valores observados e os valores calculados é a medida do ajustamento.

O processo de calibração de um modelo pode ser difícil e complexo pelo que, normalmente, há necessidade de usar procedimentos automáticos de calibração. A calibração automática de um modelo efectua-se através da associação de um técnica de optimização à simulação do sistema, tal como se representa esquematicamente na Figura 2.11.

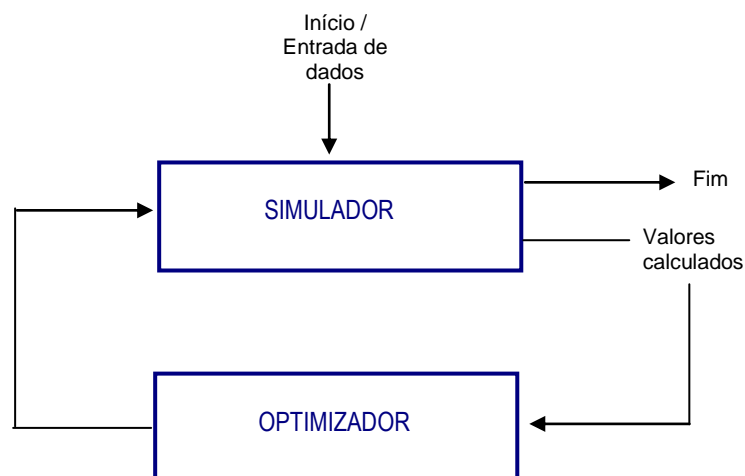


Figura 2.11 - Representação esquemática de um sistema otimizador de suporte a um modelo de simulação (adaptado de Arsham, 2002).

De acordo com Schwefel (1981), os métodos de optimização podem ser: i) *métodos de busca*, que precisam apenas de valores da função objectivo; ii) *métodos de gradiente*, que também funcionam com a primeira derivada parcial da função objectivo, sendo por isso denominadas estratégias de primeira ordem; iii) *métodos de Newton*, que fazem uso das segundas derivadas parciais, designando-se estratégias de segunda ordem.

Rao (1996) considera, dentro das técnicas de optimização sem restrições da programação não linear, os *métodos de busca directa* e os *métodos de gradiente*. Os métodos de busca directa utilizam apenas a função objectivo enquanto os de gradiente requerem derivadas de primeira ou de segunda ordem da função objectivo.

Arsham (2002), considera as seguintes categorias de técnicas de optimização de busca: i) *busca determinística* – o valor da função objectivo é substituído por uma estimativa obtida por simulação; ii) *busca preferencial* – assumem que qualquer conjunto de movimentos bem sucedido usado na procura de um óptimo vale a pena ser repetido; iii) *busca probabilística* – considera uma função densidade de probabilidade simétrica, centrada na melhor localização actual.

As estratégias de *busca preferencial* ou *directa*, como as designa Schwefel (1981), aproximam-se da solução passo a passo, melhorando neste “percurso” o valor da função objectivo. Segundo este autor, a frequente opção por estas técnicas deve-se à sua simplicidade e ao facto de terem provado a sua aplicabilidade na prática. Entre as técnicas de busca directa mais usadas, salientam-se a estratégia de coordenadas rotativas de Rosenbrock (1960, usada no modelo MOPEM desenvolvido por Fernandes, 1990), a estratégia de direcção preferencial de Hooke e Jeeves (1961, citado em Schwefel, 1981) utilizada no modelo que se desenvolveu nesta dissertação e a estratégia ou método simplex de Nelder e Mead (1965, utilizada no modelo HEC-HMS do USACE, 2000).

O método de funcionamento da estratégia de direcção preferencial de Hooke e Jeeves (1961) é caracterizado por dois tipos de movimento. Em cada iteração há um movimento exploratório (“local excursion”) e um movimento ao longo da direcção preferencial ou movimento padrão (“pattern move”). O movimento exploratório é conseguido através da realização de uma busca coordenada de um passo de cálculo discreto em todas as variáveis. Se a linha que une o primeiro e últimos pontos do movimento exploratório representa uma direcção favorável, então é feita uma extrapolação ao longo desta – movimento padrão – que localiza um novo ponto a partir do qual se inicia um novo movimento exploratório. Se a estimativa da função objectivo é melhorada no ponto final após o segundo movimento exploratório, este torna-se o novo ponto base. Se, pelo contrário, não mostra melhoria, é feito um movimento exploratório no último ponto base com um passo mais pequeno na busca coordenada. O processo pára quando o número máximo de iterações é atingido ou quando o passo se torna suficientemente pequeno (Schwefel, 1981; Hipólito, 1985; Rao, 1996; Arsham, 2002).

Os modelos de precipitação - escoamento conceptuais apresentam frequentemente um grande número de parâmetros que não são directamente mensuráveis e que, portanto, devem ser estimados através de calibração. Devido a um grande número de factores (não linearidade dos modelos, grande número de parâmetros desconhecidos, erros nos dados observados, etc.), os modelos hidrológicos conceptuais são normalmente dificilmente calibráveis (Gupta e Sorooshian, 1985).

Pilgrim e Bloomfield (1980) referem que os problemas na identificação de valores válidos dos parâmetros são evidentes em praticamente todos os estudos de modelação hidrológica publicados. Indicam como exemplos a obtenção de estimativas inadequadas de escoamento com valores realistas dos parâmetros, valores dos parâmetros sem significado físico obtidos na calibração dos

modelos, diferentes conjuntos de valores óptimos obtidos com base em diferentes valores iniciais dos parâmetros, valores muito diferentes dos parâmetros que produzem estimativas de escoamento igualmente exactas, etc.

Segundo Haan (1988) e Lamb (1999), as dificuldades na estimação dos parâmetros dos modelos hidrológicos podem estar relacionadas com: i) a especificação de critérios apropriados para a selecção dos parâmetros; ii) a correlação entre parâmetros; iii) a restrições nos valores apropriados para alguns dos parâmetros; iv) relação não unívoca entre conjuntos de valores dos parâmetros e o valor da função objectivo.

3. CARACTERIZAÇÃO DO DOMÍNIO DE APLICAÇÃO DO MODELO

3.1. LOCALIZAÇÃO DO ENSAIO

O campo experimental onde decorreu o ensaio, e cujos dados e características foram utilizados no presente trabalho, para o período compreendido entre Outubro de 1996 e Fevereiro de 2000, localiza-se na Herdade da Agolada, a cerca de 5 km de Coruche, no Centro de Portugal, com coordenadas geográficas 39° 01' N e 8° 34' W, e uma altitude aproximada de 100 m (Figura 3.1).

O campo da Agolada tem uma área de 2,6 ha e insere-se numa zona de aproximadamente 600 ha que foi sujeita a um projecto de arborização da PORTUCEL, Empresa Produtora de Pasta e Papel, SA.

Fotocópia da carta

Figura 3.1 - Localização do campo experimental da Agolada na carta militar de Portugal, folha nº 392, à escala 1:25000 (ponto A).

3.2. Delineamento experimental

O ensaio efectuou-se num povoamento de *Eucalyptus globulus* Labill. Para os estudos de escoamento superficial, construíram-se talhões de escoamento sob eucaliptos do mesmo genótipo plantados com três compassos diferentes: 2x1, 3x3 e 4x4 m, em duas parcelas que se designaram Bloco I (BI) e Bloco II (BII). Têm-se assim três talhões em cada um dos blocos e dois talhões por compasso. Para além destes construiu-se também um talhão de escoamento junto à estação meteorológica, que se passará a chamar talhão “Estação”, numa zona de solo descoberto onde se foi desenvolvendo vegetação espontânea.

Na Figura 3.2 apresenta-se um esquema simplificado da localização dos talhões nos dois blocos e na estação. Os círculos a verde, representam também de modo esquemático, a localização das árvores no talhão.

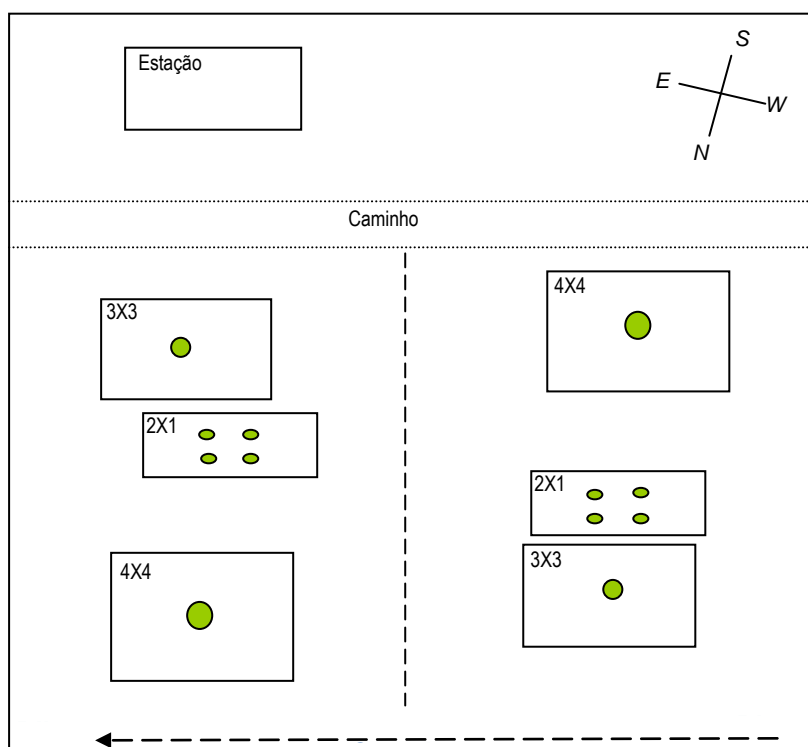


Figura 3.2 - Esquema simplificado do delineamento experimental.

Os blocos estão aproximadamente orientados segundo as curvas de nível. A localização geográfica de cada talhão (determinada através de sistema GPS) encontra-se descrita no Quadro 3.1.

Quadro 3.1 - Coordenadas geográficas (Datum internacional) dos talhões de escoamento.

	BI – 2x1	BI – 3x3	BI- 4x4	BII – 2x1	BII – 3x3	BII – 4x4	Estação
<i>Latitude</i>	39°01'8"N	39°01'8"N	39°01'6"N	39°01'7"N	39°01'7."N	39°01'8"N	39°01'3"N
Longitude	8°34'59"W	8°34'59"W	8°35'00"W	8°34'59"W	8°34'57"W	8°34'58"W	8°34'57"W

Os talhões são pequenas parcelas de terreno isoladas, de superfície aproximadamente rectangular, delimitadas por chapas metálicas verticais de 20 cm de altura, enterradas até 5 cm de profundidade, sendo as águas do escoamento conduzidas, por meio de caleiras metálicas de chapa zincada com secção triangular de altura de 8 cm ($H:V = 1:2$), para depósitos enterrados no solo. As caleiras apresentam-se tapadas e com ligeiro declive longitudinal (Figuras 3.3, 3.4 e 3.5).



Figura 3.3 - Talhão de escoamento (compasso 3x3).



Figura 3.4 - Vista geral de um talhão de escoamento com a respectiva caleira (compasso 4x4).



Figura 3.5 - Caleira e depósito para recolha do escoamento superficial.

No Quadro 3.2 apresentam-se as características dos talhões e dos depósitos de recepção da água do escoamento.

Quadro 3.2 - Descrição dos talhões e depósitos de escoamento.

Talhão	Nº de árvores por talhão	Área total do talhão (m ²)	Declive médio (%)	Comprimento médio (m)	Volume do depósito (m ³)	Altura do depósito (m)
BI - 2x1	4	8.130	5.120	4.075	0.750	0.800
BI - 3x3	1	9.352	2.940	2.998	0.760	0.810
BI - 4x4	1	16.410	4.960	4.105	0.750	0.800
BII - 2x1	4	8.191	3.600	4.055	0.750	0.810
BII - 3x3	1	9.451	3.760	3.010	0.760	0.810
BII - 4x4	1	16.440	2.510	4.110	0.760	0.810
Estação	—	15.135	3.030	5.045	0.750	0.800

Na zona a jusante de cada talhão as chapas metálicas envolvidas encontravam-se dobradas em L com as arestas horizontais enterradas no solo, apresentando uma altura de 8 cm. Como nestas áreas não ocorria infiltração da água da chuva, toda a água que sobre elas precipitava era conduzida para a caleira metálica (Figura 3.6).

No Quadro 3.3, apresentam-se as áreas úteis de cada talhão, isto é, as áreas dos talhões onde realmente ocorre o processo de formação de escoamento superficial após infiltração de uma parte da precipitação no solo.

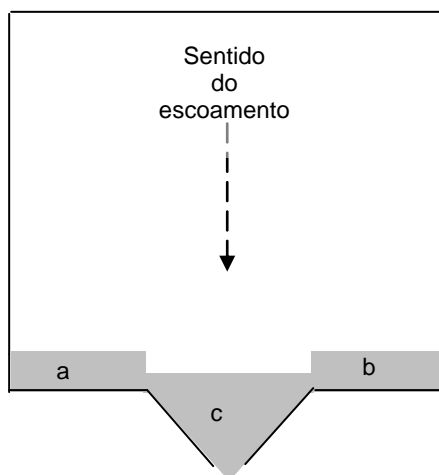


Figura 3.6 - Esquema em planta de um talhão de escoamento (*a*, *b* e *c* representam as áreas com as chapas metálicas enterradas horizontalmente).

Quadro 3.3 - Áreas total, impermeável e permeável de cada talhão.

Talhão	Área total do talhão (m ²)	Áreas impermeáveis (m ²)			Área permeável do talhão (m ²)
		<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	
BI - 2x1	8.130	0.036	0.035	0.273	7.786
BI - 3x3	9.352	0.085	0.087	0.2635	8.917
BI - 4x4	16.410	0.135	0.130	0.249	15.896
BII - 2x1	8.191	0.036	0.040	0.280	7.836
BII - 3x3	9.451	0.086	0.086	0.275	9.005
BII - 4x4	16.440	0.135	0.135	0.280	15.891
Estação	15.135	0.085	0.085	0.286	14.679

3.3. Caracterização edafo-climática

3.3.1. Clima

A região encontra-se numa zona de clima temperado quente (mesotérmico), com estação seca no Verão e excesso de água no Inverno. De acordo com a classificação de Köppen (citado em Feio, 1991), é um clima Csa, onde

C – Clima temperado húmido com a temperatura média do ar do mês mais frio compreendida entre 0 e 18°C;

s – Estação seca no Verão com a precipitação do mês mais seco inferior a 40 mm;

a – Verão quente com a temperatura média do ar do mês mais quente superior a 22°C.

A precipitação concentra-se nos meses de Outono – Inverno, com distribuição irregular ao longo do ano e com a estação seca a verificar-se entre Maio e Outubro.

A existência de uma estação meteorológica no campo experimental da Agolada (no período de 1996 a 2000) permitiu o registo das seguintes informações meteorológicas: precipitação, registada de minuto a minuto, temperatura, vento, humidade relativa e radiação, registados de hora a hora. A síntese dos dados de cada ano encontra-se representada no Quadro 3.4.

Quadro 3.4 - Valores meteorológicos dos anos 1996, 1997, 1998, 1999 e 2000 determinados com base nos registos da estação meteorológica do campo experimental da Agolada.

Ano	Precipitação (mm)	Temperatura (°C)			HR (%)	Vento (m.s ⁻¹)	Rn (MJ.m ⁻² .d ⁻¹)	ET _o * (mm)
		Med	Máx	Mín				
1996**	275.1	13.6	18.0	9.5	83.6	2.7	5.4	216.3
1997	929.6	16.9	22.2	12.2	74.8	2.3	10.1	1368.0
1998	501.0	16.0	21.6	10.8	79.6	1.9	12.3	1531.5
1999	589.0	15.6	21.3	10.7	78.4	1.5	12.1	1332.0
2000***	44.4	9.9	15.5	5.1	80.7	1.0	4.8	34.7

* Calculada pelo método FAO Penman- Monteith

** Valores registados a partir de 1 de Outubro.

*** Valores registados até 5 de Fevereiro.

A distribuição da pluviosidade ao longo dos anos foi bastante irregular com os meses mais chuvosos a verificarem-se principalmente no Outono (Outubro e Novembro) e ocorrendo uma estação seca nos meses de Verão, em que chegaram a registar-se precipitações nulas (Julho e Agosto), nomeadamente, no anos de 1998 e 1999. É também nestes meses que se observam os mais altos valores de evapotranspiração de referência.

Considerando os anos de 1997 a 1999, de que se dispõe valores para os 12 meses do ano, os valores médios de precipitação e evapotranspiração de referência anuais são cerca de 670 mm e 1400 mm, respectivamente. Evidencia-se assim, a deficiência de humidade do solo que ocorre de forma acentuada na estação seca.

3.3.2. Solos

3.3.2.1. Descrição geral

Com base na descrição morfológica de um perfil aberto no campo experimental, junto à estação meteorológica, e nos dados analíticos, físicos e químicos, que se apresentam no Quadro 3.5, verificou-se que o ensaio se localiza em solos classificados pela FAO/UNESCO (1974, citado em Pacheco *et al.*, 1997) como “Luvic Arenosols”. O nome Arenosols aplica-se a unidades-solo cujo material originário são rochas detriticas não consolidadas e que apresentam textura mais grosseira que a franco-arenosa até uma profundidade igual ou superior a 100 cm. A designação Luvic corresponde à existência de um horizonte subsuperficial de acumulação de argila.

Quadro 3.5 - Dados físicos e químicos do solo.

Profundidade (cm)	E.G. (%)	A.G. (%)	A.F. (%)	L. (%)	A. (%)	C. (%)	Teor de humidade a		ρ_{ap} (g.cm ⁻³)	K (mm.h ⁻¹)
							0.33 bar (% em p/p)	15 bar (% em p/p)		
0-30	12.40	82.10	12.30	3.80	1.80	1.32	6.72	1.79	1.63	17.46
30-70	19.30	70.60	10.70	4.10	14.60	0.10	6.32	2.20	1.76	26.22
70-130	27.60	80.00	15.00	3.40	1.60	0.06	2.76	1.13	1.74	28.12
130-170	11.80	56.10	27.00	10.80	6.10	0.06	3.92	1.19	1.64	34.81
170-200	28.80	62.90	24.00	10.20	2.90	0.15	9.27	4.00	1.81	0.90

E.G. – Elementos grosseiros; A.G. – Areia grossa; A.F. – Areia fina; L. – Limo; A. – Argila; C. – Carbono orgânico; 0.33 e 15 bar – Tensões de extracção aplicadas à terra fina; ρ_{ap} – Massa volúmica aparente; K – Condutividade hidráulica saturada.

A descrição morfológica do perfil do solo é a seguinte:

➤ Ap1 (0 –30 cm)

Horizonte de textura arenosa-franca com algum saibro e cascalho de quartzo “boleado”, de cores pardas (2,5Y 6/2 (s)) e acinzentadas (2,5 Y N6/ (s)) devido à queima dos cepos. Apresenta muitas raízes finas e médias e algumas grossas de direcção preferencialmente horizontal. Transição plana a ondulada e abrupta.

➤ Ap2 (30 –70 cm)

Horizonte de textura arenosa com bastante saibro e algum cascalho; bastante compacto com poucas a algumas raízes finas, médias e grossas. Transição plana e evidente.

➤ C1 (70 – 130 cm)

Camada de arenito de grão grosseiro, manchada de cores amarelas a avermelhadas (5YR 6/6 (s)), apresentando-se por vezes extremamente compacta em zonas de cores fortemente avermelhadas (2,5 YR 4,5/6 (s)). Poucas raízes finas e médias que se desenvolvem sobretudo em lenticulas e/ou descontinuidades litológicas de direcção horizontal e por vezes vertical. Transição irregular e gradual.

➤ C2 (130 – 170 cm)

Camada de arenito de grão grosseiro apresentando menos manchas avermelhadas que a camada sobrejacente mas, em contrapartida, apresenta zonas ou lenticulas de cores acinzentadas (2,5Y N6/ (s)) ocupadas quase sempre por raízes finas e médias, algumas vivas e as restantes mortas. Grande compactidade. Transição gradual e irregular.

➤ C3 (170 – 200 cm)

Camada muito semelhante à anterior mas com menos lenticulas de cor acinzentada onde só muito raramente se detectam raízes finas.

➤ C4 (200 – 300 cm)

Camada litológica constituída por arenito de grão médio a grosseiro apresentando por vezes zonas onde se destaca facilmente com a faca e zonas em que se apresenta extremamente compactada. Toda a camada se encontra manchada de cores muito vermelhas (2,5YR 4/6 (s)) e amarelo-avermelhadas (5YR 4/6 a 5YR 5/6 (s)) entrecortadas por faixas de cor acinzentada. Apresenta lenticulas de material argilo-limoso de cores cinzentas (5YR 5/1 (s)), por vezes bastante largas e com uma direcção horizontal, onde se detectam raras raízes a cerca de 3 m de profundidade.

Está-se perante um solo de textura arenosa, com uma elevada percentagem de elementos grosseiros, baixos teores em matéria orgânica (1,724 x %C), muito baixa capacidade utilizável e razoável proporção de macroporos até à profundidade de 170 cm, abaixo da qual o volume de macroporos decresce abruptamente.

A condutividade hidráulica saturada é, em conformidade com a proporção de macroporos, moderadamente baixa a moderada até à profundidade de 170 cm e baixa para profundidades maiores.

3.3.2.2. Perfis hídricos

Durante o ensaio, efectuou-se a monitorização dos perfis de humidade através do método neutrónico, por forma a avaliar a quantidade de água disponível para as plantas nos diferentes compassos dos dois blocos.

Para o efeito foram enterrados tubos de alumínio a diferentes distâncias das árvores, consoante o compasso de plantação. No compasso 2x1, instalaram-se dois tubos a 0,5 m e outros dois a 1,0 m de uma planta; no compasso 3x3, para além dos quatro tubos instalados às distâncias referidas, enterraram-se também dois tubos a 1,5 m da árvore escolhida; no compasso 4x4, repetiu-se este procedimento e foram ainda instalados dois tubos a uma distância de 2,0 m. Em resumo, para a caracterização hídrica dos vários compassos, nos blocos BI e BII, dispunha-se de 4 tubos no compasso 2x1, 6 tubos no compasso 3x3 e 8 tubos no compasso 4x4.

O uso da sonda de neutrões permitiu também a avaliação *in situ* da reserva útil do solo em todos os compassos das duas parcelas, bem como na zona do ensaio onde se localizava a estação meteorológica, local onde se procedeu à descrição do solo apresentada no ponto anterior. Neste último, os valores de capacidade de campo e de máximo dessecamento foram determinados aquando da realização da descrição do perfil. Nos restantes, os valores resultam da apreciação da evolução do armazenamento hídrico ao longo do período respeitante ao ensaio.

Assim, para cada compasso em cada bloco, considera-se, para o período em análise, o valor máximo registado de armazenamento, que se passa a designar máxima retenção (M_r) e que se admite representar uma condição próxima da variável hídrica *capacidade de campo*, integrando, no entanto, a dinâmica de retenção da água num solo com plantas em crescimento. O valor mínimo de armazenamento registado designou-se máximo dessecamento do solo (M_d). Este último integra não apenas a capacidade máxima de extracção de água pelas raízes (representada pela característica física do solo % a 15 bar ou pelo conceito biológico *coeficiente de emurchecimento*) mas também o padrão de distribuição destas e a sua eficiência na absorção de água disponível.

As Figuras 3.7 a 3.13 mostram os perfis de humidade correspondentes à máxima retenção e ao máximo dessecamento nos três compassos dos dois blocos e na zona da estação.

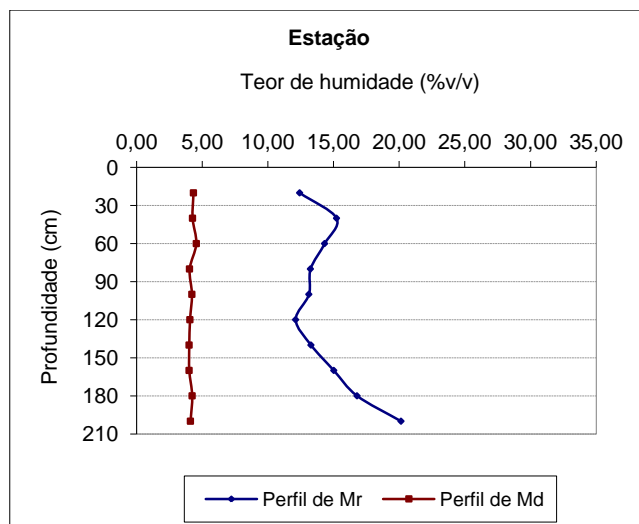


Figura 3.7 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo na “estação”.

Na figura 3.7 é possível verificar que a reserva disponível do solo determinada *in situ* é maior do que a determinada em laboratório mas a sua variação segue o mesmo padrão. O valor mínimo ocorre aos 120 cm de profundidade e o máximo verifica-se à profundidade de 200 cm. A variação no perfil indica, em termos gerais, uma diminuição da reserva desde a camada superficial até aos 120 cm com aumento a partir desta profundidade até à camada mais profunda.

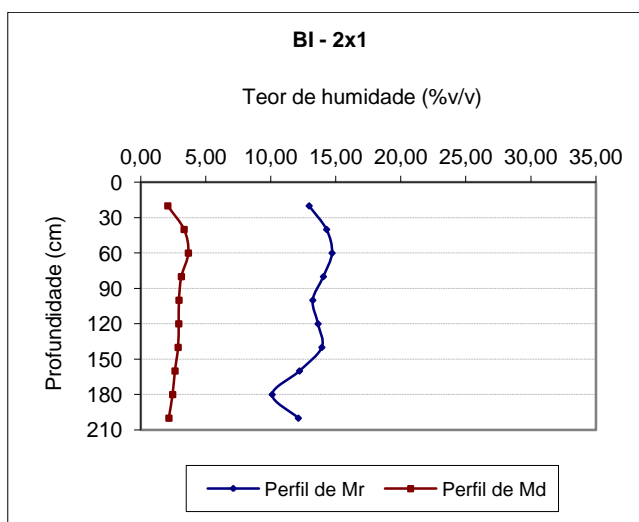


Figura 3.8 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 2x1 do bloco BI.

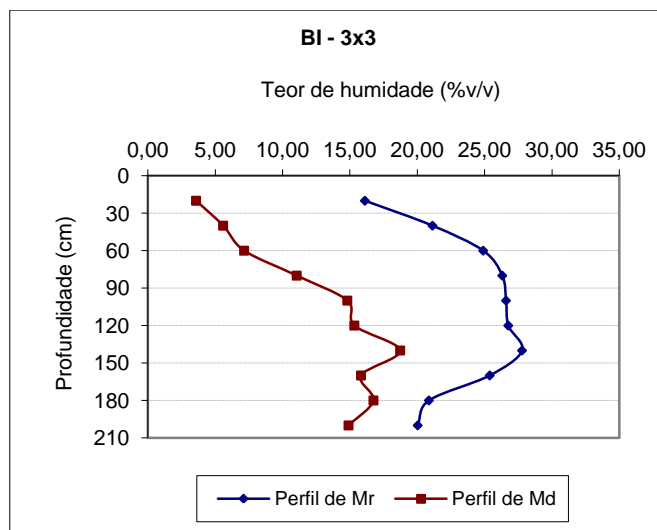


Figura 3.9 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 3x3 do bloco BI.

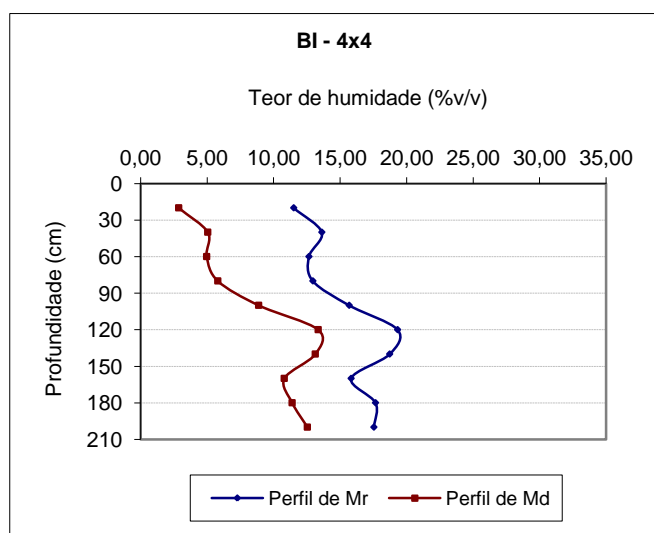


Figura 3.10 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 4x4 do bloco BI.

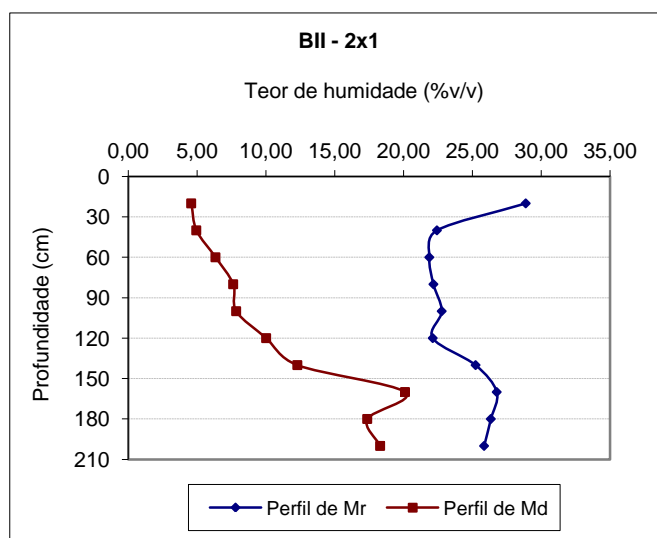


Figura 3.11 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 2x1 do bloco BII.

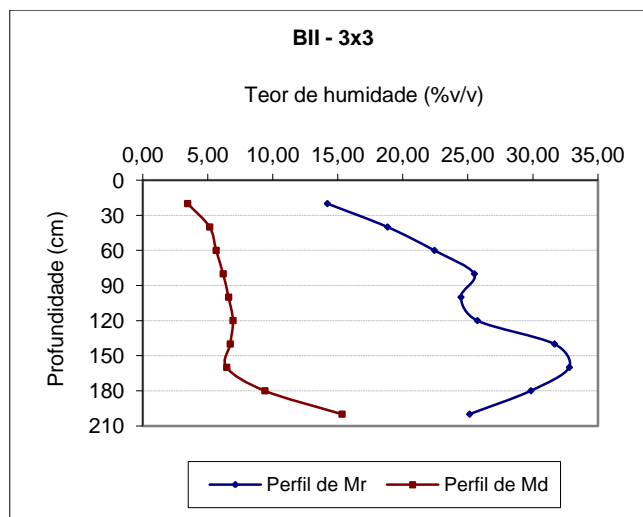


Figura 3.12 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 3x3 do bloco BII.

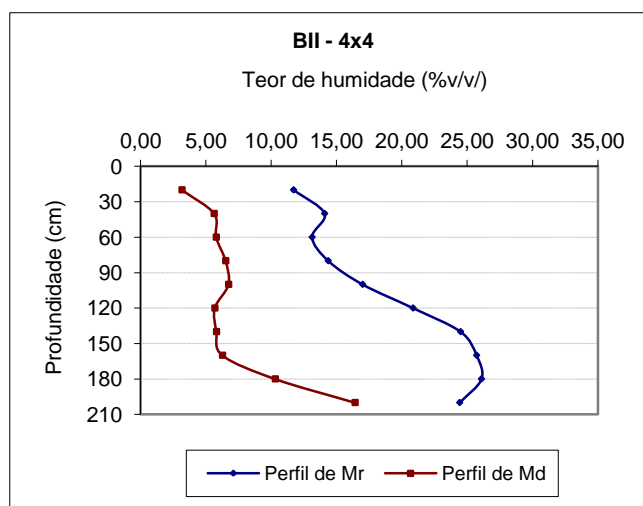


Figura 3.13 - Perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento do solo no compasso 4x4 do bloco BII.

Analisando o conjunto das figuras 3.8 a 3.13 verifica-se que no bloco BI o compasso 3x3 é aquele onde a capacidade de armazenamento do solo é, por um lado, a maior na camada superficial (0-30 cm) e ao longo do perfil mas, por outro, a menor nas camadas mais profundas. O compasso 4x4 é aquele cujo solo evidencia a menor capacidade de armazenamento mas mais constante ao longo de todo o perfil. Neste bloco, a capacidade média de armazenamento de água utilizável é de cerca de 200 mm.

No que respeita ao bloco BII, o solo nos diferentes compassos apresenta maior capacidade de armazenar água disponível para as plantas – num valor médio de cerca de 300 mm. Verifica-se que o compasso 2x1 é o que apresenta maior capacidade utilizável no horizonte Ap (24,3 %v/v, quando nos restantes esta é de cerca de 10 %v/v) com o valor a diminuir de forma aproximadamente

progressiva ao longo do perfil do solo. Nos compassos 3x3 e 4x4, a zona do perfil onde a capacidade utilizável é maior é na camada compreendida entre 150 cm e 180 cm de profundidade, diminuindo abaixo desta profundidade.

A variabilidade verificada ao nível do padrão das curvas de perfis de máxima retenção e de máximo dessecamento, com reflexos na quantidade de água utilizável pelas plantas, é uma consequência da variabilidade do terreno, corrente neste tipo de solos de origem sedimentar, mas também da variabilidade induzida pela planta, principalmente ao nível do sistema radicular.

Os diferentes quantitativos de água utilizável são confirmados por dados fisiológicos, como o potencial hídrico foliar e a taxa de fotossíntese, e biométricos, como a altura total da planta, o diâmetro do tronco à altura de 50 cm e o diâmetro do tronco à altura do peito, obtidos no ensaio (Pacheco *et al.*, 2000).

Como já se referiu, este equipamento foi utilizado para a monitorização dos perfis de humidade nos diferentes compassos de plantação dos dois blocos, ao longo do tempo que decorreu o ensaio. Nas Figuras 3.14 e 3.15 representa-se a variação no armazenamento de água em todo o perfil do solo desde Julho de 1996 (no caso da parcela BII, só se dispõe de dados para todos os compassos a partir de Janeiro de 1997) até Março de 2000, nos três compassos dos blocos BI e BII, respectivamente.

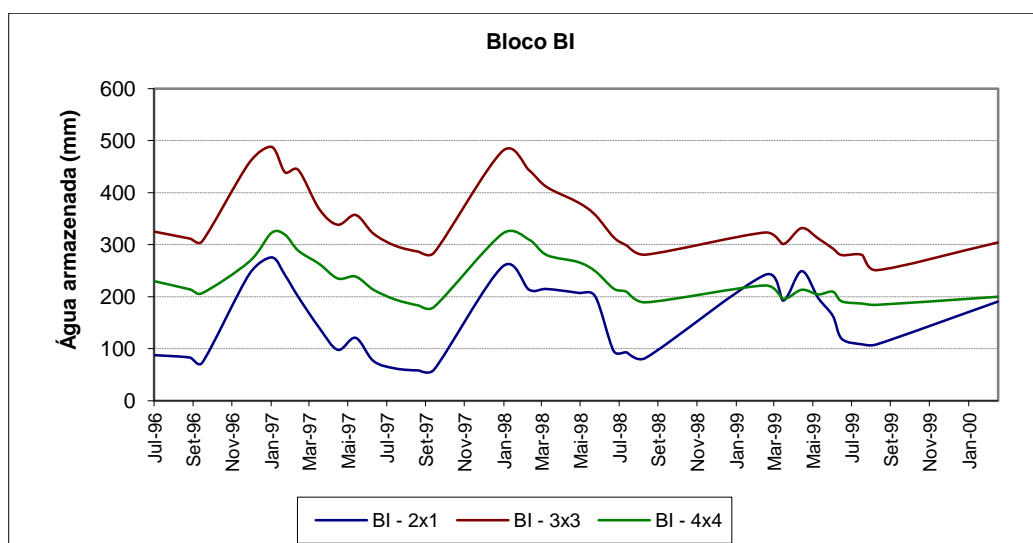


Figura 3.14 - Variação do armazenamento de humidade do solo nos três compassos do bloco BI, ao longo do tempo em que decorreu o ensaio.

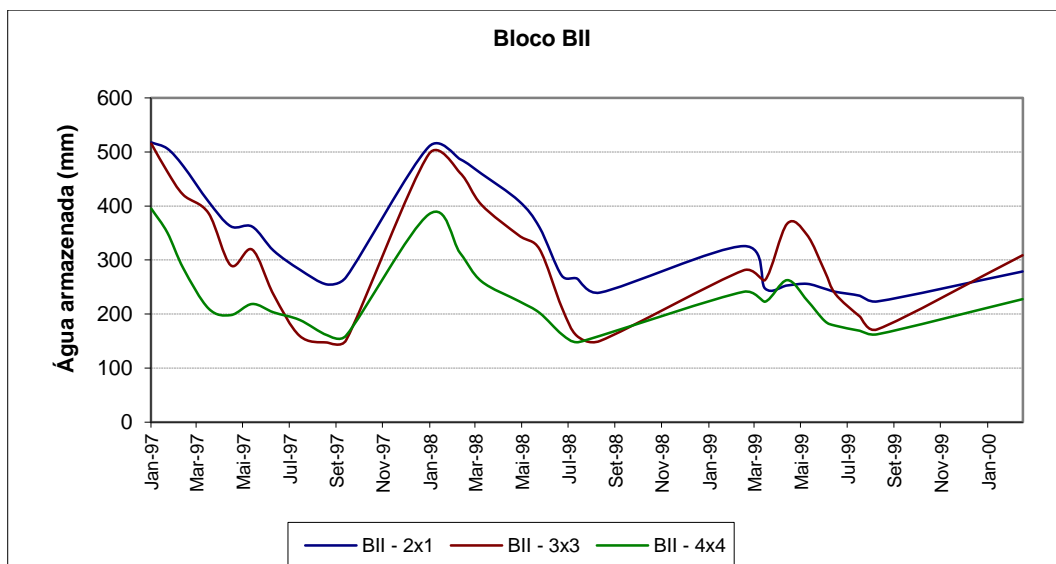


Figura 3.15 - Variação do armazenamento de humidade do solo nos três compassos do bloco BII, ao longo do tempo em que decorreu o ensaio.

Verifica-se uma clara sazonalidade na evolução do armazenamento de água no solo, coincidente com a alternância entre estações húmidas e secas. No bloco BI, é o compasso 3x3 que apresenta valores superiores de armazenamento, sendo o compasso 2x1 aquele que, normalmente, apresenta os valores mais baixos. No bloco BII, salienta-se uma maior oscilação entre valores de armazenamento na estação chuvosa e na estação seca, com os maiores valores a verificarem-se no compasso 2x1 até à primavera de 1999, altura em que passa a ocupar uma posição intermédia, apresentando o compasso 3x3 um armazenamento superior.

Outro importante aspecto que é possível observar nas figuras anteriores, principalmente na respeitante ao bloco BI, é o mais rápido dessecamento do solo que se verifica no compasso 2x1, evidenciado pelo maior declive da curva de armazenamento de água no solo durante as estações secas. Este padrão de variação estará relacionado com a maior densidade do povoamento e, consequentemente, com a maior exploração da reserva hídrica disponível.

3.4. MATERIAL VEGETAL - *Eucalyptus globulus* Labill.

De acordo com os dados publicados pelo IFN – Inventário Florestal Nacional⁴ (3ª revisão completada em 2001), os solos de Portugal ocupados com floresta correspondem a 38% da superfície útil, o que corresponde a 3 349 000 ha (a ocupação agrícola é de 33%). Nos solos com uso florestal, 21% são ocupados com povoamentos de eucaliptos, sendo 30% ocupados com pinheiros bravos e 22% com sobreiros (valores referentes à espécie dominante).

O *Eucalyptus globulus* Labill. (eucalipto comum) é uma espécie florestal (Família *Myrtaceae*) de crescimento rápido, biologicamente adaptada à Austrália, de onde é originária, que se desenvolve excepcionalmente bem nos países do Sul da Europa. No nosso país, é explorada com vista ao fabrico de pasta para papel de qualidade. Em regra, o primeiro corte das árvores efectua-se 12 a 15 anos após a plantação. A viabilidade económica mantém-se normalmente até ao terceiro corte.

Apesar de não ser uma espécie autóctone e de, segundo o Anuário florestal de 1999 (DGF, 1999) ter sido introduzida em Portugal apenas no início do século XX (entre 1902 e 1928), os povoamentos de eucaliptos têm tido um crescimento muito importante, sendo de salientar que se verificou um aumento de cerca de 80% na área por eles ocupada nos últimos 20 anos. Este aumento deve-se, por um lado, à normalmente alta produtividade desta espécie (embora esta varie muito com as condições edafo-climáticas) e, por outro, ao facto de se ter assistido, nos últimos anos, a um desinvestimento no sector agrícola condicionado por limitações do mercado europeu e mundial, o que tem contribuído para a expansão da exploração florestal em detrimento da expansão/intensificação da produção agrícola.

A água é o principal factor limitante da produtividade do eucalipto em Portugal, como é, aliás, para as plantas cultivadas em geral. Com a concentração da época chuvosa nos meses de Outono – Inverno, a satisfação das necessidades hídricas da planta (mais elevadas no período estival) está dependente, principalmente nas regiões a Sul do Tejo, da reserva hídrica disponível nos solos e da capacidade do seu sistema radicular explorar essa reserva. A elevada produtividade do eucalipto está fortemente associada à eficiência que esta planta apresenta na utilização da água do solo, o que parece estar relacionado com as características das suas raízes e com o crescimento que estas

⁴ Consultado em <http://www.dgf.min-agricultura.pt> (sítio da Direcção Geral das Florestas do Ministério da Agricultura, do Desenvolvimento Rural e das Pescas).

apresentam em determinadas condições de solo e clima (Pereira *et al.*, 1989; Fabião *et al.*, 1991; citados em Pacheco *et al.*, 1997).

Os ensaios realizaram-se num povoamento de eucaliptos plantados em 1993, numa área onde anteriormente se encontrava outra plantação da mesma espécie o que implicou a realização da queima dos resíduos. Segundo os autores do projecto, é possível que esta operação origine a libertação de lipídios de carácter efémero que têm como consequência uma diminuição da molhabilidade do solo.

Os estudos sobre escoamento superficial efectuaram-se em talhões de árvores do mesmo clone (CA19) que apresentam como características gerais um grande crescimento em altura, com perda da folhagem na base, originando copas pequenas e, aproximadamente a partir do 6º ano, uma elevada acumulação de resíduos orgânicos (Anexo A1).

O sistema radicular do eucalipto caracteriza-se por um crescimento preferencial nas camadas superficiais.

Os resultados do estudo da distribuição e quantificação do sistema radicular da plantação de eucaliptos do ensaio da Agolada indicam que as raízes abundam sobretudo nos primeiros 50 cm de solo e que a sua distribuição nas camadas litológicas mais profundas (3-4 m) se faz através de fissuras ou outras descontinuidades existentes no solo. Com base em amostragens realizadas em 1997 e 1999, nos compassos 2x1, 3x3 e 4x4, verificou-se que: os compassos não diferem entre si quanto à biomassa total de raízes por hectare (até 1 m de profundidade variava entre 25 e 30 t/ha); cerca de 55 a 60% de toda a biomassa radicular concentrava-se na camada de 0 a 25 cm, sendo 35 a 40% a que existia na camada de 25 a 50 cm e de aproximadamente 5% a existente nos 50 cm subjacentes. Outra observação importante relativamente à distribuição das raízes dos eucaliptos no campo experimental da Agolada é a de que a elevada concentração de raízes na camada superficial se iniciava normalmente 2 a 3 cm abaixo da superfície devido à existência frequente de crosta superficial (Pacheco *et al.*, 2000).

3.5. Dados utilizados

3.5.1. Evapotranspiração de referência

A evapotranspiração de referência diária foi determinada usando a equação da FAO Penman – Monteith, descrita no ponto 2.4 utilizando os dados meteorológicos registados no campo experimental da Agolada.

Embora os dados registados permitissem a determinação da evapotranspiração de referência horária, o procedimento alternativo para cálculos horários descrito em Allen *et al.* (1998) implica simplificações no que diz respeito aos valores padrão de resistência aerodinâmica e, sobretudo, resistência superficial que podem causar sobreavaliação ou subavaliação do valor de evapotranspiração de referência, respectivamente, em períodos nocturnos ou diários, sendo estes desvios anulados quando se efectua o somatório para as 24 horas do dia . De facto, segundo estes autores, a obtenção de estimativas precisas de evapotranspiração horária (ou em menores intervalos de tempo) requer a utilização de funções de estabilidade aerodinâmica e de funções para modificação do valor de resistência superficial baseadas em níveis de radiação, humidade e temperatura.

Como se referirá adiante, os dados de escoamento superficial a utilizar na calibração e validação do modelo correspondem à integração dos volumes escoados durante períodos superiores a um dia, o que reforça a opção pelo uso de um valor diário de evapotranspiração de referência.

Assim, dado o menor passo de cálculo que se pretende utilizar no modelo, considera-se a evapotranspiração de referência diária (mais compatível com os dados habitualmente disponíveis), distribuída uniformemente ao longo das 24 horas do dia. Contudo, num possível desenvolvimento futuro do modelo, poderão ser tidas em conta as variações na taxa de evapotranspiração ao longo do dia e quando há ocorrência de precipitação.

3.5.2. Precipitação

O registo da precipitação efectuou-se automaticamente num udómetro tipo báscula (capacidade de 0,2 mm) localizado junto à estação meteorológica, com uma periodicidade de 1 minuto e de forma contínua ao longo do tempo a que se refere o ensaio.

Os dados de precipitação foram utilizados como sendo os verificados em toda a área do ensaio, assumindo que a sua distribuição espacial era uniforme nessa área.

3.5.3. Escoamento superficial

O controlo do escoamento superficial efectuou-se automática e manualmente. Para o controlo automático, procedeu-se à montagem de 7 sensores ultra-sónicos, à saída de cada talhão, ligados a aparelhos de recolha dos dados (Warren Jones), alimentados com uma bateria de 12 V. A periodicidade dos registos era de 1 minuto (para análise em conjugação com os registos do udómetro da estação meteorológica). Os aparelhos estiveram em funcionamento durante o período compreendido entre Outubro de 1997 e Fevereiro de 2000 e a recolha de dados processava-se, normalmente, de 15 em 15 dias.

O controlo manual efectuou-se através da medição da altura de água nos depósitos e efectuou-se desde 29 de Outubro de 1996 até 5 de Fevereiro de 2000. Estas medições realizaram-se normalmente com uma periodicidade semanal ou quinzenal, em períodos mais chuvosos. Em alturas de ocorrência escassa de precipitação, os períodos de tempo entre medições foram maiores.

Os sensores foram montados sobre canaletes RBC (Bos *et al*, 1991), de secção contraída longa, também designados medidores de soleira espessa modificada, que conferem à zona de controlo uma secção trapezoidal (largura de rasto de 75 mm) e consistem numa soleira sobrelevada no fundo do canal, com um troço rampado a montante de inclinação 3:1 (H:V).

Quando se iniciou a elaboração desta dissertação, procedeu-se à conversão das alturas em caudais e verificou-se então que, por um lado, existiam falhas nos registos durante períodos longos e que, por outro, os sensores registavam frequentemente e de forma persistente alturas de água elevadas, mesmo em períodos sem qualquer queda de precipitação.

A curva de vazão destes medidores está padronizada (Clemmens⁵ et al., 1984, citado em Bos et al., 1991) e é dada pela função de ajustamento polinomial

$$Q = -0.021202 + 7.53707h' + 715.338004h'^2 + 2853.259h'^3 \quad (3.1)$$

onde

Q – caudal escoado (l s^{-1}) e

h' – carga vertical sobre a soleira, medida a montante (m).

De acordo com Bos et al. (1991), a equação (3.1) está indicada (erro inferior a 2%) para valores de caudal entre $0,06 \text{ l s}^{-1}$ e 5 l s^{-1} , aproximadamente correspondentes a uma gama de alturas de água de 7 mm a 80 mm, e os sensores de ultra-sons montados sobre os medidores são sensíveis a variações de cerca de 1 mm na altura de água acima da soleira e foram calibrados para que o zero medido pelo aparelho correspondesse a uma altura nula de água.

Deste modo, verificou-se que a aplicação desta equação às alturas de água medidas pelos sensores conduzia, no caso das alturas mais baixas (inferiores a 2,3 mm), a valores negativos de caudal, muito próximos de zero, sendo o valor nulo de caudal obtido para a altura de 2,3 mm.

Por esta razão, e porque se observou frequentemente a ocorrência de acumulação de sedimentos sobre a soleira, optou-se por utilizar uma curva de vazão do tipo exponencial (do tipo da referida em Serralheiro, 1996) ao intervalo de alturas de 0 mm a 7 mm, determinada por ajustamento dos valores obtidos pela equação (3.2), admitindo uma altura mínima de 2,3 mm, que corresponderia à espessura da camada de sedimentos eventualmente acumulados.

Obtiveram-se assim as equações de vazão seguintes:

$$Q = 870.15(h' - 0.0023)^{1.9452}, h' < 0.007m \quad (3.2)$$

$$Q = -0.021202 + 7.53707(h' - 0.0023) + 715.338004(h' - 0.0023)^2 + 2853.258(h' - 0.0023)^3, h' \geq 0.007m \quad (3.3)$$

⁵ Não é possível apresentar a referência bibliográfica.

Admitiu-se assim que as alturas inferiores ou iguais a 2,3 mm registadas pelos sensores correspondiam a caudais nulos.

Tanto a aplicação da equação (3.2) como a das equações (3.3) e (3.4), conduziram a valores muito elevados, correspondentes a volumes de água superiores aos volumes de precipitação o que levou a que se concluísse pela não validade destes dados. As explicações para tal facto podem ser de várias ordens mas parece provável que decorram de problemas associados à sensibilidade dos sensores que, infelizmente, só foram encontrados quando se procedeu à transformação dos dados. É também possível que os medidores utilizados não fossem os mais adequados para o tipo de escoamento que se verifica nestas condições ou que estivessem colocados em secção transversal inadequada. Como os sensores de ultra-sons já não se encontravam instalados quando se iniciou este estudo, não foi possível detectar a causa para esta discrepância.

Assim, embora não fosse o que se pretendia inicialmente, os dados de escoamento superficial usados para a calibração do modelo são os que foram monitorizados manualmente, isto é, os volumes de escoamento conduzidos para os depósitos, obtidos por medição da altura de água nos mesmos.

4. CARACTERIZAÇÃO DO MODELO

4.1. Descrição geral

O movimento da água na fase terrestre do ciclo hidrológico resulta de um conjunto de processos complexos cuja simplificação se pode efectuar com base numa série de fluxos e armazenamentos interligados. Os fluxos e os armazenamentos são descritos matematicamente, sendo os armazenamentos representados como reservatórios onde se executam os balanços hidrológicos.

Desenvolveu-se um modelo determinístico, conceptual e fisicamente baseado que pretende simular a formação do escoamento de superfície nos talhões do campo experimental da Agolada, com base em dados de precipitação e evapotranspiração de referência. O modelo foi designado MESUP – Modelo de simulação da formação do Escoamento Superficial – e estruturado por forma a simular os armazenamentos e fluxos na zona superficial do solo dos talhões, nomeadamente:

- a interceptação da precipitação pela vegetação e a evaporação da água interceptada;
- a infiltração da água e seu armazenamento e movimento no solo, através da evapotranspiração e da percolação profunda;
- a acumulação de água à superfície do solo, a sua evaporação e o seu movimento sobre a superfície do terreno.

O MESUP constitui um modelo de três reservatórios conceptuais, para os quais se realizam os balanços hidrológicos com base nos fluxos entrados e saídos e na variação dos armazenamentos, como se representa na Figura 4.1.

O reservatório A simula o armazenamento da água interceptada na parte aérea das plantas. O fluxo de entrada é a fracção de precipitação (P) interceptada, dependente da área de vegetação que cobre o solo, e o fluxo de saída é a evaporação desta precipitação (E) e a fracção de precipitação não interceptada (P').

O reservatório B simula o armazenamento de água à superfície do solo. Da precipitação em excesso relativamente à interceptação, aquela que não se infiltra (F) e que não se evapora uma vez à superfície do solo (EV), acumula-se dando origem ao escoamento sobre a superfície do terreno (R).

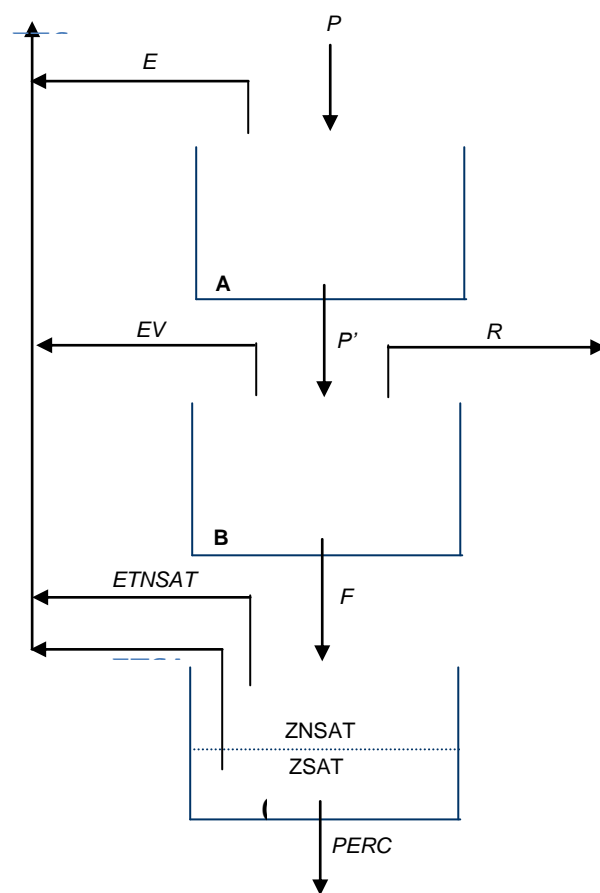


Figura 4.1 - Representação esquemática dos reservatórios e fluxos considerados no modelo.

O reservatório C simula o movimento e armazenamento de água no solo. Subdivide-se numa zona não saturada (ZNSAT) e numa zona saturada (ZSAT). O fluxo de entrada é a infiltração na área permeável da superfície. A evapotranspiração ($ETNSAT$ e $ETSAT$) e a percolação ($PERC$) constituem os fluxos de saída. A água que fica armazenada corresponde à humidade do solo. A zona saturada é aquela que perde água por evapotranspiração e percolação, constituindo um armazenamento de duração menor que o da zona não saturada, de onde a água só se perde por evapotranspiração quando não exista qualquer água armazenada na zona saturada.

Em resumo, dadas a precipitação e a evapotranspiração de referência, o modelo calcula, para a área considerada, as perdas por interceptação, infiltração e evapotranspiração e o escoamento superficial. Para o cálculo da evapotranspiração considera-se esta dividida em três componentes, ocorrendo cada uma delas proporcionalmente à disponibilidade de água e a uma taxa de referência. A infiltração calcula-se através do modelo de Green e Ampt (1911). O escoamento superficial é modelado com base na teoria da onda cinemática (Lighthill e Whitham, 1955).

Os algoritmos correspondentes à estrutura do modelo, que se descreverá nos pontos seguintes, foram implementados num programa de cálculo automático na linguagem *VISUAL BASIC*. O uso desta linguagem de programação implicou que se efectuasse a tradução para a mesma do algoritmo de optimização de Hooke e Jeeves (1961), escolhido para a calibração dos resultados do MESUP e disponível na linguagem *FORTRAN 77*.

No Quadro 4.1, apresenta-se um resumo das características gerais do modelo MESUP.

Quadro 4.1 - Resumo das características do modelo.

CLASSIFICAÇÃO	Determinístico, conceptual, agregado e contínuo
Inputs	P e E_0
Número de parâmetros	14
Número de reservatórios conceptuais	3 – Intercepção; Superfície do solo; Solo
Número de zonas de humidade do solo	2 – Zona não saturada; Zona saturada
Tipo de escoamento simulado	Escoamento sobre a superfície do terreno

Os cálculos são efectuados considerando valores médios dos parâmetros pelo que o modelo é agregado em cada elemento ou talhão.

Os vários mecanismos simulados ocorrem em áreas diferentes. No balanço hidrológico de cada elemento há assim que considerar: i) os processos que ocorrem na área afectada à vegetação – intercepção e evaporação da água interceptada; ii) os processos que ocorrem apenas na área permeável do terreno – infiltração, percolação e evapotranspiração; iii) os processos que ocorrem em toda a área – escoamento superficial e evaporação da água à superfície do solo.

No entanto, os processos são afectados à área total, ou seja, as alturas de água calculadas referem-se a uma altura uniformemente distribuída sobre um plano horizontal com a área total modelada. Os balanços são depois apresentados considerando as áreas de ocorrência de cada processo.

O modelo funciona de forma contínua no tempo, permitindo calcular, dentro dos limites impostos pela sua estrutura, o comportamento hidrológico da superfície, quer em períodos chuvosos quer em períodos secos. O intervalo de cálculo pode ser suficientemente pequeno para permitir avaliar os tempos de resposta do escoamento superficial e dos restantes mecanismos modelados em cada

evento de precipitação. A utilização de pequenos intervalos de tempo foi possibilitada pelo tipo de registo pluviométrico efectuado no ensaio que serviu para a aplicação do modelo desenvolvido.

Na maioria das equações utilizadas no modelo, usa-se um intervalo de tempo (em minutos) designado DT , definido pelo utilizador, com base no qual se determinará o número de ciclos de cálculo a efectuar, T . De modo que

$$T = 1440 \frac{TDIAS}{DT} + 1 \quad (4.1)$$

onde $TDIAS$ é o número de dias correspondente ao período para o qual se vai realizar a simulação. Os ciclos são controlados por um contador, I , tal que $I = 1, 2, 3, \dots, T$.

Dentro de cada um dos ciclos I , existe um outro ciclo, controlado pelo contador J ($J = 1, 2, 3, \dots, N$), que realiza os cálculos referentes ao escoamento superficial. Assim, é previamente definido pelo utilizador qual o intervalo de tempo, DDT (em segundos), menor que DT , que definirá o número máximo de ciclos, N , dado por

$$N = 60 \frac{DT}{DDT} + 1 \quad (4.2)$$

O uso de um intervalo de cálculo mais pequeno está relacionado com o método numérico utilizado e tem como objectivo uma modelação da formação do escoamento sobre a superfície adequada ao tipo de fenómenos envolvidos neste processo.

Na descrição do modelo que se segue, optou-se por omitir os índices referentes aos intervalos de tempo a fim de tornar a exposição menos confusa. Contudo, sempre que as equações se referirem aos processos modelados no ciclo J ou operem com variáveis respeitantes ao intervalo de cálculo anterior, estes índices serão utilizados.

4.2. Conceptualização do modelo

4.2.1. Armazenamentos

4.2.1.1. Intercepção

O armazenamento da intercepção pela vegetação corresponde à precipitação que é retida pela parte aérea das plantas e que não atinge o solo. Neste reservatório, a precipitação é o fluxo de entrada e a evaporação da água interceptada, juntamente com a precipitação em excesso da sua capacidade, constituem os fluxos de saída, de forma que

$$HA = HA_{t-1} - E + P \quad (4.3)$$

onde

HA – altura de água armazenada na vegetação (mm),

E – evaporação da água interceptada (mm) e

P – precipitação (mm).

O valor máximo de HA , isto é, a altura máxima de água interceptada, não pode ultrapassar a capacidade do reservatório intercepção – CA (mm)– dependente das características da vegetação. Assim,

$$0 \leq HA \leq CA .$$

4.2.1.2. Superfície do solo

A água que se acumula à superfície, resultante de uma intensidade de precipitação efectiva (em excesso relativamente à intercepção e à evaporação, quer da vegetação quer da superfície) superior à taxa de infiltração, constitui o armazenamento de água à superfície do solo.

Nos cálculos referentes ao mecanismo de formação do escoamento, resultante dessa acumulação de água, usou-se um método numérico implícito que consiste num esquema de discretização em redor de um ponto Θ , como se mostra na Figura 4.2.

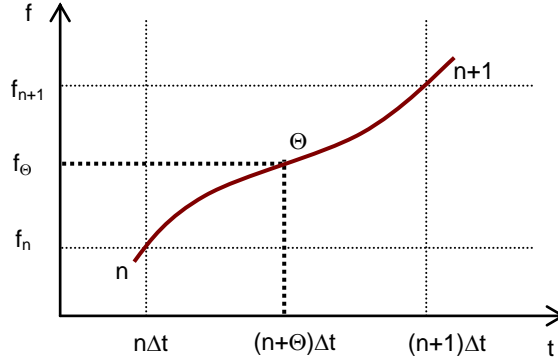


Figura 4.2- Esquema de discretização usado nas equações de cálculo do escoamento superficial (adaptado de Hipólito e Simões, 2002).

Considere-se uma função $f(t)$ que descreve um dado processo tal que

$$f_n = f(n\Delta t) \quad (4.4)$$

e

$$f_\Theta = f[(n + \Theta)\Delta t] \quad (4.5)$$

onde $0 < \Theta \leq 1$.

Então, pode escrever-se, com aproximação, que:

$$f_\Theta = f_n + \Theta \left. \frac{df}{dt} \right|_n \Delta t \quad (4.6)$$

e

$$\left. \frac{df}{dt} \right|_\Theta = \frac{f_{n+1} - f_n}{\Delta t} = \frac{\Delta f}{\Delta t} \quad (4.7)$$

Considerando uma função $g[h(t)]$, sendo h a altura média de detenção, tem-se

$$g_{\Theta} = g_n + \Theta \left. \frac{dg}{dh} \right|_n \Delta h \quad (4.8)$$

Tendo em conta a equação da continuidade

$$\left. \frac{dV}{dt} \right|_{\Theta} = I - O \quad (4.9)$$

onde

V – volume armazenado à superfície do solo [L^3],

t – tempo [T],

I – volume de água que entra por unidade de tempo [$L^3 T^{-1}$],

O – volume de água que sai por unidade de tempo [$L^3 T^{-1}$],

com

$$I = A i_{e\Theta} \quad (4.10)$$

e

$$O = Q_{\Theta} \quad (4.11)$$

onde

A – área do elemento [L^2],

i_e – intensidade da precipitação efectiva [$L T^{-1}$],

Q – caudal escoado [$L^3 T^{-1}$].

Admitindo que o caudal escoado é dado pela fórmula de Manning – Strickler, tem-se

$$Q = K_s B h^{5/3} S_0^{1/2} \quad (4.13)$$

Deste modo, considerando um modelo cinemático do escoamento, obtém-se, com aproximação

$$\frac{A}{\Delta t} \Delta h - \Theta \left. \frac{dQ}{dh} \right|_n \Delta h = A i_{e\Theta} - Q_n \quad (4.14)$$

onde

$$\left. \frac{dQ}{dh} \right|_n = \frac{5}{3} \frac{Q_n}{h_n} \quad (4.15)$$

sendo a derivada dada em (4.15) nula quando o caudal for nulo.

Tem-se assim

$$h_{n+1} = h_n + \Delta h_n \quad (4.16)$$

e, no fim do intervalo de cálculo, o caudal obtém-se pela substituição de h por h_{n+1} em (4.13).

No modelo MESUP, utiliza-se este método com um intervalo de cálculo (DDT) menor do que o usado para os cálculos referentes aos restantes fenómenos (DT). A utilização de um intervalo de cálculo menor está relacionada com a variação na altura de água detida à superfície calculada no método implícito. O intervalo de tempo usado deve ser tal que a altura obtida (armazenamento actual do reservatório da superfície do solo) não seja inferior a zero no último intervalo de tempo. O funcionamento do programa de cálculo requer a selecção por parte do utilizador deste intervalo de tempo, em segundos.

É de referir que, desde que o intervalo de cálculo DDT seleccionado seja adequado ao fenómeno que se pretende simular, a estabilidade do método implícito não é por ele afectada, uma vez que os métodos numéricos implícitos para obtenção da solução das equações do escoamento variável em superfície livre são incondicionalmente estáveis, admitindo o livre arbítrio do intervalo de cálculo (Liggett e Cunge, 1975).

O facto dos métodos implícitos serem incondicionalmente estáveis não impede, porém, que se manifestem oscilações na solução cuja atenuação implica a utilização de um intervalo de cálculo pequeno. Para a determinação deste intervalo de tempo usa-se o critério de estabilidade dos métodos de diferenças finitas explícitos, a condição de Courant – Lewy – Friedrichs, frequentemente, designada apenas como *condição de Courant* (Courant *et al.*, 1928, citados em Liggett e Cunge, 1975), dada por

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\max\{|v| + c\}} \quad (4.17)$$

onde $c = \sqrt{g h}$ é a celeridade das perturbações no escoamento [L T⁻¹].

A aplicação do método descrito no MESUP resulta nas equações

$$DH_j = \frac{IPE - Q_j}{\frac{AT}{DDT} + TETA \frac{5}{3} \frac{Q_j}{H_j}} 1000, \quad se \quad Q_j > 0 \quad (4.18)$$

e

$$DH_j = \frac{IPE DDT}{AT} 1000, \quad se \quad Q_j = 0 \quad (4.19)$$

onde

DH_j – variação na altura de água detida à superfície do solo (mm),

AT – área do talhão (m²),

$TETA$ – coeficiente do método implícito (-),

H_j – altura de água detida à superfície do solo (mm), sendo

$$H_j = H_{j-1} + DH_j \quad (4.20)$$

Q_j – caudal escoado (m³ s⁻¹), dado por

$$Q_j = KS \, BM \left(\frac{H_j}{1000} \right)^{5/3} S^{1/2} \quad (4.21)$$

com

KS – coeficiente de Manning – Strickler (m^{1/3} s⁻¹),

BM – largura média do talhão (m),

S – declive médio do talhão (-),

IPE – intensidade da precipitação efectiva para o escoamento, no intervalo de tempo DT ($m^3 s^{-1}$).

A precipitação efectiva para o escoamento, PE (mm), é aquela que ocorre em excesso relativamente a intercepção, à evaporação da água na superfície e à infiltração, tal que

$$PE = [P - (HA - HA_{i-1} + E)] FVEG + P(1 - FVEG) - EV - F(1 - FIMP) \quad (4.22)$$

onde

$FVEG$ – fracção da área coberta com vegetação (-),

EV – evaporação da água à superfície do terreno (mm),

F – altura de água infiltrada (mm),

$FIMP$ – fracção da área impermeável (-).

Para os cálculos seguintes, o armazenamento no reservatório da superfície do solo, HB (mm), vai corresponder à altura de água detida calculada no último intervalo de tempo DDT através do método implícito, ou seja

$$HB = H_N$$

4.2.1.3. Solo

Considerou-se o reservatório de água do solo dividido em duas zonas: a zona não saturada e a zona saturada.

O fluxo de entrada neste reservatório é a água infiltrada e o seu armazenamento sofre depleção através da evapotranspiração, sempre que exista água armazenada, e da percolação, apenas quando existe água na zona saturada do reservatório.

A capacidade de armazenamento da zona não saturada, $CCNSAT$ (mm), representa a máxima retenção (ou a capacidade de campo). A capacidade da zona saturada, $CCSAT$ (mm), corresponde à diferença entre o total de água que o solo pode conter (teor de saturação) e a máxima retenção.

A altura de água armazenada na zona não saturada do solo, $HCNSAT$ (mm), é dada por

$$HCNSAT = HCNSAT_{i-1} + F - ETNSAT \quad (4.23)$$

onde $ETNSAT$ é a evapotranspiração na zona não saturada (mm).

Só há armazenamento na zona saturada, $HCSAT$ (mm), quando a capacidade da zona não saturada for ultrapassada. Neste caso

$$HCSAT = HCSAT_{i-1} + HCNSAT - CCNSAT \quad (4.24)$$

e

$$HCNSAT = CCNSAT \quad (4.25)$$

O armazenamento na zona saturada sofre diminuição devido à evapotranspiração, $ETSAT$ (mm), e à percolação, $PERC$ (mm), de forma que

$$HCSAT = HCSAT_{i-1} - PERC - ETSAT \quad (4.26)$$

Se a capacidade da zona saturada for atingida, admite-se que o excesso resulte em escoamento superficial devido ao aumento da altura de água detida, tal que

$$HB = HB + (HCSAT - CCSAT)(1 - FIMP) \quad (4.27)$$

O termo HB do lado direito da equação (4.27) é aquele que o modelo calcula através do método implícito.

4.2.2. Fluxos

4.2.2.1. Evapotranspiração

A modelação da evapotranspiração envolve a consideração de três componentes: a evaporação da água interceptada na parte aérea das plantas; a evaporação da água acumulada sobre a superfície do solo; a evapotranspiração associada à disponibilidade de água no solo.

O modelo prevê que as várias componentes da evapotranspiração ocorram, no intervalo de tempo considerado, proporcionalmente à altura de água disponível nos diferentes armazenamentos e ao remanescente da evapotranspiração de referência, $ET0$ (mm), que vai sendo satisfeita à medida que se simula cada uma das componentes.

No caso da evaporação da água retida na vegetação, E (mm), tem-se

$$E = ET0 \frac{1}{FVEG} \frac{HA_{i-1}}{CA} \quad (4.28)$$

com $FVEG \neq 0$ e $CA \neq 0$, caso contrário $E = 0$.

O valor de E está superiormente limitado pela disponibilidade de água no reservatório da interceptação, de forma que

$$E = HA_{i-1}, \quad se \quad E > HA_{i-1} \quad (4.29)$$

No cálculo da evaporação da água existente à superfície o terreno, EV (mm), começa-se por efectuar uma estimativa, através da relação

$$EV = ET0 - E FVEG \quad (4.30)$$

O valor máximo de EV depende da altura de água disponível sobre a superfície do solo. Assim,

$$EV = HB_{i-1}, \quad se \quad EV > HB_{i-1} \quad (4.31)$$

O valor de EV obtido é posteriormente aferido aquando do cálculo do escoamento, onde, como já se referiu, se utiliza um intervalo de cálculo mais pequeno, pelo que é possível verificar qual a dinâmica dos mecanismos que ocorrem à superfície, permitindo a realização de correcções sempre que se verifique infiltração ou escoamento que se venham a revelar excessivos. A descrição destas correcções será feita no ponto 4.2.2.3.

A evapotranspiração associada ao reservatório de água do solo, ET (mm), calcula-se pela equação

$$ET = (ET_0 - E_{FVEG} - EV) \frac{1}{FIMP} \frac{HCNSAT_{i-1} + HCSAT_{i-1} - MD}{CCNSAT + CCSAT - MD} \quad (4.32)$$

onde MD é o máximo dessecamento do solo (mm).

O seu valor depende assim das alturas de água evaporadas da vegetação e da superfície, bem como da água armazenada no solo. Se o valor de ET obtido for superior à altura de água disponível para as plantas que o solo contém, ou seja, ao somatório dos conteúdos das duas zonas do reservatório solo, limitado inferiormente pela altura correspondente ao máximo dessecamento, então considera-se que

$$ET = HCNSAT_{i-1} + HCSAT_{i-1} - MD \quad (4.33)$$

O valor de ET representa o total de evapotranspiração, contudo, a estrutura do modelo prevê que esta ocorra prioritariamente a partir da zona saturada do solo. Consideram-se assim duas parcelas de evapotranspiração, $ETSAT$ (mm) e $ETNSAT$ (mm), que ocorrem, respectivamente, na zona saturada e na zona não saturada, de modo que

$$ETSAT = ET, \quad se \quad ET \leq HCSAT_{i-1} \quad (4.34)$$

$$ETSAT = HCSAT_{i-1}, \quad se \quad ET > HCSAT_{i-1} \quad (4.35)$$

e

$$ETNSAT = ET - ETSAT \quad (4.36)$$

Uma vez calculadas as três componentes, a evapotranspiração cultural, ETC (mm), é dada por

$$ETC = E FVEG + EV + (ETSAT + ETNSAT)(1 - FIMP) \quad (4.37)$$

4.2.2.2. Percolação

A percolação é, tal como a evapotranspiração, um fluxo de saída do reservatório de água do solo, representando um movimento de água para as camadas subterrâneas e aquíferos.

No MESUP, este fluxo ocorre apenas a partir da zona saturada do solo, sendo controlado pela quantidade de água disponível nesta zona. Assim,

$$PERC = KSATP \frac{DT}{60} \frac{HCSAT_{i-1}}{CCSAT} \quad (4.38)$$

sendo $KSATP$ (mm h^{-1}) o valor da condutividade hidráulica saturada do horizonte mais profundo do solo.

A altura de água percolada não pode ser superior ao armazenamento de água da zona saturada, diminuído da evapotranspiração que ocorre nesta zona, isto é

$$PERC = HCSAT_{i-1} - ETSAT, \quad se \quad PERC > HCSAT_{i-1} - ETSAT \quad (4.39)$$

4.2.2.3. Infiltração

A altura de água que se infiltra constitui um fluxo de entrada no reservatório solo e resulta da precipitação em excesso relativamente à intercepção e evaporação da água à superfície, $PEINT$ (mm), dada por

$$PEINT = [P - (HA - HA_{i-1} + E)] FVEG + P(1 - FVEG) - EV \quad (4.40)$$

Desta fracção da precipitação, uma parte infiltra-se e a restante escoará sobre o terreno.

A quantidade de água infiltrada depende também da altura de água sobre o terreno, do estado de humedecimento do solo e da condutividade hidráulica saturada da superfície deste.

Como se referiu anteriormente, no MESUP o processo de infiltração é simulado com base no modelo de Green e Ampt (1911).

O programa começa por determinar o défice de humidade do solo, $DEL TAT$, da seguinte forma

$$DEL TAT = TSAT - TACT \quad (4.41)$$

onde

$TSAT$ – teor volúmico de humidade de saturação do solo considerado (-),

$TACT$ - teor volúmico de humidade do solo no instante considerado (-).

O cálculo destes teores de humidade faz-se pelas equações

$$TSAT = \frac{CCNSAT + CCSAT}{PROF} \quad (4.42)$$

e

$$TACT = \frac{HCNSAT_{i-1} + HCSAT_{i-1}}{PROF} \quad (4.43)$$

sendo $PROF$ (mm) a espessura do perfil de solo considerado.

A infiltração acumulada, FCM (mm), para o modelo de Green e Ampt (1911), obtém-se fazendo

$$FCM = HCNSAT_{i-1} + HCSAT_{i-1} - MD \quad (4.45)$$

Considera-se, portanto, que é igual ao armazenamento útil do solo. Se este for nulo, toma-se

$$FCM = 1 \times 10^{-9} \text{ mm}.$$

A infiltração em cada intervalo de tempo, F (mm), é então dada por

$$F = KSAT \frac{DT}{60} + \frac{KSAT \frac{DT}{60} (PSI + HB_{t-1}) DELTAT}{FCM} \quad (4.46)$$

onde

$KSAT$ – condutividade hidráulica saturada da camada superficial do solo (mm h^{-1}),

PSI – parâmetro que representa a sucção na frente de humedecimento (mm), ao qual se adiciona a altura de água que eventualmente se encontre detida à superfície do solo.

O modelo prevê que a altura de água infiltrada não possa ser superior à fracção livre do reservatório solo, isto é, não ocupada com água. Deste modo, utiliza-se uma variável auxiliar, $FAUX$ (mm), de forma que

$$0 \leq F \leq FAUX$$

com

$$FAUX = CCNSAT + CCSAT - (HCNSAT_{t-1} + HCSAT_{t-1} - PERC - ETNSAT - ETSAT) \quad (4.47)$$

Tal como no caso da evaporação da água detida à superfície, também a altura infiltrada obtida é alvo de correcção aquando do ciclo de cálculo do escoamento superficial que se descreverá de seguida.

4.2.2.4. Escoamento superficial

O escoamento ocorre quando a intensidade de alimentação da água à superfície do solo excede a intensidade de infiltração, resultando numa altura acumulada de água que se moverá no plano, ao longo do declive.

No MESUP assume-se que este movimento é do tipo cinemático. Assim, a equação do momento linear é simplificada ao considerarem-se negligenciáveis os efeitos do declive da superfície livre da água e os termos das acelerações convectiva e local.

Retome-se a descrição efectuada em 4.2.1.2. e as equações (4.18), (4.19) e (4.20).

Ao longo do ciclo de cálculo do escoamento superficial pelo método implícito efectuem-se, sempre que necessário, correcções nos valores de H , R , F e EV que correspondem ao armazenamento e aos fluxos de saída do reservatório superfície do solo. As correcções são realizadas com base na avaliação dos valores de H e de R , utilizando-se o algoritmo de cálculo que se segue.

$$RAUX = INP - H_j + H_{j-1} \quad (4.48)$$

onde

$RAUX$ – escoamento superficial calculado em cada intervalo de tempo DDT (mm),

INP – precipitação efectiva para o escoamento no intervalo de tempo DDT ou seja,

$$INP = \frac{PE}{N-1}.$$

Tem-se, assim, que o escoamento é igual à precipitação em excesso relativamente à intercepção, evaporação e infiltração menos a variação na altura de água.

Se $H_j < 0$, então o modelo está a originar escoamento em excesso, logo, substitui-se H_j por 0 na equação (4.48). Se $RAUX < 0$, então o modelo está a originar infiltração ou evaporação em excesso, logo, toma-se $RAUX = 0$. A água que se adiciona, em qualquer das situações, tem que ser subtraída noutro processo para que se mantenha a verificação do princípio da conservação da massa.

Considere-se a precipitação em excesso relativamente à intercepção, no intervalo de tempo DDT, $PAUX$ (mm),

$$PAUX = \frac{[P - (HA - HA_{i-1} + E)] FVEG + P(1 - FVEG)}{N-1} \quad (4.49)$$

e a infiltração no mesmo intervalo de tempo, FN (mm),

$$FN = \frac{F}{N-1} \quad (4.50)$$

A água que se evapora da superfície do solo é dada pela variável $PAUX2$ (mm), tal que

$$PAUX2 = PAUX - R - H_j + H_{j-1} - FN(1 - FIMP) \quad (4.51)$$

Se $PAUX2 < 0$, então está a ser calculada infiltração demais e não há qualquer evaporação da água na superfície, logo, diminui-se a infiltração usando as variáveis $FAUX2$ (mm) e $EVAUX$ (mm), com

$$FAUX2 = PAUX2 \frac{1}{1 - FIMP} + FN \quad (4.52)$$

e toma-se $EVAUX = 0$.

Caso $PAUX2 \geq 0$, então

$$FAUX2 = FN \quad (4.51)$$

e

$$EVAUX = PAUX2 \quad (4.52)$$

Os valores de $RAUX$, $FAUX2$ e $EVAUX$ vão sendo acumulados ao longo do ciclo $j = 1, 2, 3, \dots, N$, de forma que

$$R = \sum_{j=1}^N RAUX \quad (4.53)$$

$$F = \sum_{j=1}^N FAUX2 \quad (4.54)$$

$$EV = \sum_{j=1}^N EVAUX \quad (4.55)$$

4.2.3. Verificação do princípio de conservação da massa

O modelo efectua o balanço hidrológico do sistema, comparando a variação no armazenamento de água nos vários reservatórios com a diferença entre os fluxos de água entrados e saídos, em cada intervalo de cálculo e no final do período de tempo simulado, de maneira que se verifique a equação da continuidade (4.56), com um erro absoluto inferior a 1×10^{-5} mm.

$$\begin{aligned} \Delta H_A + F_{VEG} + \Delta H_B + (\Delta H_{CNSAT} + \Delta H_{CSAT})(1 - FIMP) = \\ = P - R - PERC(1 - FIMP) - ETC \end{aligned} \quad (4.56)$$

4.2.4. Hierarquização dos cálculos

Os cálculos referentes aos armazenamentos e fluxos simulados no MESUP estão estruturados segundo prioridades decorrentes de opções efectuadas com base no conhecimento teórico dos diferentes processos.

A evapotranspiração cultural é proporcional à taxa de referência e ocorre continuamente, desde que haja água armazenada em qualquer dos reservatórios. A demanda de evapotranspiração é satisfeita primeiramente pela evaporação da água interceptada na vegetação. Segue-se a evaporação da água existente à superfície do solo e, finalmente, a evapotranspiração a partir da humidade do solo. Esta última ocorre primeiramente na zona saturada que representa a água mais fracamente retida nos poros do solo e que, portanto, se “perde” mais facilmente por evaporação. A evapotranspiração da zona não saturada só ocorre uma vez que não exista água armazenada na zona saturada.

A precipitação contribui primeiro para o armazenamento da interceptação. A precipitação em excesso relativamente a esta e à evaporação a partir da superfície do solo, juntamente com a água eventualmente acumulada à superfície, vai infiltrar-se. Quando a intensidade de precipitação é maior que a de infiltração ou quando o solo se encontra saturado com água, inicia-se o escoamento superficial.

A água que se infiltra no solo começa por ser armazenada na zona não saturada. Uma vez satisfeita a capacidade de armazenamento desta, o excesso contribui para o preenchimento da zona saturada. A percolação ocorre apenas quando há água armazenada nesta última.

4.3. Parâmetros

As variáveis de operação do MESUP que se apresentam no Quadro 4.2 são 14.

Quadro 4.2 – Parâmetros do modelo.

Parâmetros do talhão de escoamento	
AT	Área total (m ²)
FIMP	Fracção de área impermeável (razão entre a área impermeável e a área total)
FVEG	Fracção de área coberta pela vegetação (razão entre a área de projecção das copas e a área total)
BM	Largura média (m)
S	Declive médio
KS	Coeficiente de Manning- Strickler (m ^{1/3} s ⁻¹)
Parâmetros do solo	
PROF	Espessura do perfil (mm)
KSAT	Condutividade hidráulica saturada da camada superficial (mm h ⁻¹)
KSATP	Condutividade hidráulica saturada da camada mais profunda (mm h ⁻¹)
PSI	Sucção na frente de humedecimento (mm)
Parâmetros dos reservatórios	
CA	Capacidade de armazenamento da interceptação (mm)
CCNSAT	Capacidade de armazenamento da zona não saturada do solo (mm)
CCSAT	Capacidade de armazenamento da zona saturada do solo (mm)
MD	Máximo dessecamento do solo (mm)

O modelo permite efectuar a calibração automática dos resultados fazendo o ajustamento dos valores dos parâmetros através do algoritmo de optimização de Hooke e Jeeves (1961), referido no ponto 2.8.3. A opção por este algoritmo prende-se sobretudo com o facto de este se encontrar disponível numa linguagem estruturada de programação, *FORTRAN 77* (Kuester e Mize, 1973), o que permitiu a sua tradução para a linguagem utilizada no programa, *VISUAL BASIC*. Adicionalmente, este algoritmo apresenta a vantagem de funcionar como uma subrotina do programa principal que só é “chamada” caso se pretenda optimizar os parâmetros.

A função objectivo (*f.o.*) a minimizar é o somatório do quadrado dos desvios entre o escoamento calculado pelo modelo e o escoamento medido, ou seja,

$$f.o. = \sum (R_{Calculado} - R_{Medido})^2 \quad (4.57)$$

Uma vez que nenhum dos parâmetros do modelo é uma variável empírica, podendo alguns deles ser obtidos por medição directa, com segurança suficiente no que diz respeito à sua fiabilidade, nem todos necessitam de ser alvo de optimização. Por outro lado, a optimização do conjunto dos 14 parâmetros implicaria um tempo de cálculo muito grande.

A possibilidade de existência de erros associadas aos valores dos parâmetros do modelo torna aconselhável a sua optimização. Há que ter em consideração, porém, que esta pode conduzir a conjuntos de valores sem significado físico, associados a valores óptimos locais da função objectivo. As causas desde facto poderão ser, entre outras, a ocorrência de interacções entre parâmetros correlacionados ou de imprecisões na medição das variáveis, como se referiu anteriormente em 2.8.3.

A selecção dos parâmetros a serem automaticamente optimizados está a cargo do utilizador do modelo e depende em grande medida da quantidade e fiabilidade da informação disponível, bem como do critério do referido utilizador.

5. APLICAÇÃO DO MODELO, RESULTADOS E SUA DISCUSSÃO

5.1. Considerações prévias

Nos capítulos anteriores procurou-se sistematizar o estado dos conhecimentos sobre os processos hidrológicos de superfície e sobre modelação hidrológica (capítulo 2), caracterizar o campo experimental da Agolada, especificando as informações nele recolhidas relevantes para este trabalho (capítulo 3) e descrever pormenorizadamente os algoritmos do modelo desenvolvido (capítulo 4).

As possibilidades de análise são vastas e de inegável importância. Contudo, face aos objectivos, não restritivos mas de âmbito definido, inerentes a um trabalho deste tipo, seleccionou-se um conjunto de perspectivas de discussão a desenvolver neste capítulo.

Deste modo, para além do comentário aos resultados referentes aos valores observados, à calibração, validação e análise de sensibilidade do modelo, na perspectiva da previsão contínua do escoamento superficial, procurou-se também dar relevância às possibilidades do modelo no que respeita à simulação dos processos com uma base temporal menor, mais precisamente, à predição da variação das componentes do sistema durante um evento, ou durante eventos consecutivos, de precipitação com características definidas.

5.2. Escoamento superficial observado

Os valores resultantes do somatório do escoamento superficial observado (R_{obs}) ao longo de todo o período de análise encontram-se sintetizados no Quadro 5.1.

Quadro 5.1 – Escoamento total observado nos diferentes talhões entre 29/10/1996 e 05/02/2000.

Talhão	Nº DE OBSERVAÇÕES - N	R_{obs} (mm)
BI – 2x1	57	974
BI – 3x3	56	557
BI – 4x4	57	874
BII – 2x1	58	1101
BII – 3x3	60	546
BII – 4x4	60	784
Estação	58	819

Devido à ocorrência de erros associados ao trabalho de campo, nomeadamente à medição da altura de água nos depósitos, o número de observações válidas é diferente nos diferentes talhões e inferior ao número total de períodos de monitorização (65). As observações não consideradas foram aquelas que conduziram a valores de escoamento superiores às precipitações registadas em igual período, o que terá resultado de um erro instrumental do dispositivo de medição (régua graduada) ou da não consideração da variabilidade espacial da precipitação. Neste último caso, a altura de água estaria correcta mas o valor de precipitação registado no udómetro da estação meteorológica não seria o realmente ocorrido na área abrangida pelo talhão.

As percentagens do escoamento total medido, relativas ao valor total de precipitação verificado no período considerado, variaram entre, aproximadamente, 23% e 46%.

Embora, numa primeira aproximação, fosse de esperar que os compassos menores originassem menos escoamento superficial, observa-se precisamente o oposto. Em contrapartida, os menores valores totais de escoamento superficial ocorrem nos compassos intermédios.

De facto, o maior valor de escoamento total ocorre no talhão BII – 2x1 e corresponde a cerca do dobro do menor valor registado, o do talhão BII – 3x3. Verifica-se assim um efeito “compasso”, mas o mesmo não se pode dizer para um possível efeito “bloco”, dada a variabilidade registada, o que era de esperar visto que o campo experimental se apresentava relativamente homogéneo.

Os resultados obtidos nas maiores densidades de plantação poderiam ser explicados pelo efeito de sombreamento da vegetação defendido por Dunkerley e Booth (1999). Isto é, as perdas por interceptação seriam reduzidas devido à diminuição da área da vegetação exposta à chuva e, portanto, à diminuição da sua capacidade de armazenamento. Contudo, neste caso parece mais provável que os maiores valores de escoamento sejam consequência de características do solo, principalmente da sua camada superficial, conducentes a baixas taxas de infiltração e induzidas pela presença das plantas.

Esta correlação que se evidencia entre pequenos compassos de plantação no eucalipto e menores taxas de infiltração do solo poderá traduzir a influência da composição da matéria orgânica originada por esta espécie, associada principalmente a uma elevada massa de raízes nas camadas mais superficiais do solo.

Apesar deste efeito predominar nas áreas com maior densidade de árvores, verifica-se que a compassos sucessivamente maiores não corresponde a ocorrência de valores de escoamento superficial sucessivamente menores. Efectivamente, o facto de os menores valores totais de escoamento se observarem nos compassos intermédios parece indicar, no domínio em causa, que existe um valor limite de densidade de plantação acima do qual a influência da vegetação é predominantemente exercida no sentido da diminuição da quantidade de água que se infiltra no solo. Abaixo deste valor, o escoamento originado será tanto menor quanto maior o número de plantas por unidade de área, reflectindo a influência das perdas de água interceptada na vegetação.

O desenvolvimento de vegetação espontânea do tipo anual e subarbusivo no talhão sem qualquer árvore poderá explicar o facto de os valores de escoamento superficial medidos neste talhão não serem maiores.

5.3. Calibração do modelo

5.3.1. Considerações prévias sobre as opções tomadas

Dos dados de escoamento superficial disponíveis, seleccionou-se para a calibração do modelo MESUP um conjunto de 9 períodos consecutivos de medição, compreendidos entre o dia 13/08/1997 e 02/12/1997, totalizando 112 dias. A escolha deste período deveu-se ao facto de se ter efectuado a medição do valor de armazenamento de água no solo no dia 13/08/1997, valor que se considerou ser o armazenamento inicial de água na zona não saturada do reservatório solo (HCNSAT). Adicionalmente, este período teve início na fase terminal da estação seca, pelo que foi possível assumir que os restantes reservatórios se encontravam vazios.

No caso do talhão Estação, para o qual não se dispunha de qualquer medição, fez-se uma estimativa baseada na semelhança entre as características de armazenamento de humidade no solo deste talhão e do talhão BI – 2x1.

Na estimação dos parâmetros do modelo optou-se, inicialmente, pela optimização automática daqueles para os quais não se dispunha de qualquer valor medido e dos correspondentes às capacidades de armazenamento dos reservatórios. As restantes variáveis tomaram o valor medido

in situ. Esta opção levou, no entanto, a um conjunto de valores dos parâmetros sem significado físico cuja aplicação na verificação do modelo não tinha sustentabilidade prática.

Estes resultados não surpreenderam na medida em que a probabilidade de obtenção de mínimos locais da função objectivo era elevada, dada a evidente correlação entre as variáveis alvo de optimização.

Com o intuito de diminuir esta probabilidade, optou-se por reduzir o número de parâmetros optimizados através da eliminação dos correspondentes à capacidade de armazenamento do solo visto que se dispunha de informação suficiente sobre as características de reserva hídrica do solo nos diferentes compassos dos dois blocos. Contudo, o objectivo de obter valores realistas dos parâmetros não foi atingido, voltando a verificar-se um valor óptimo da função objectivo associado a um mínimo local.

Este tipo de resultado (obtenção de diferentes óptimos locais) persistiu com a utilização de diversas combinações de pontos iniciais.

Finalmente, aplicou-se a rotina de optimização a dois parâmetros: condutividade hidráulica saturada da camada superficial – KSAT – e capacidade de armazenamento da interceptação – CA. Por um lado, a selecção destes parâmetros deveu-se à sua importância na estrutura do modelo pois têm uma forte influência nas equações usadas para simular os processos de infiltração e interceptação, respectivamente. Por outro, como se referiu no ponto anterior, estes dois processos parecem ser os mais influentes no comportamento hidrológico do domínio a que foi aplicado o MESUP.

Os limites mínimos e máximos considerados para KSAT foram 0 mm h^{-1} e 100 mm h^{-1} . No caso de CA considerou-se 0 mm como limite mínimo e 5 mm como limite máximo.

Embora o valor obtido da função objectivo não tenha sido próximo de zero em nenhum dos talhões, foi o melhor de todas as tentativas efectuadas, conduzindo a valores dos parâmetros passíveis de uma aproximação à realidade.

No Quadro 5.2 apresenta-se uma descrição da forma como se determinaram os 14 parâmetros do MESUP.

Quadro 5.2 – Descrição da forma de determinação dos parâmetros do modelo.

Parâmetro	Determinação do parâmetro
AT	Medição <i>in situ</i>
FIMP	Medição <i>in situ</i>
FVEG	Estimativa <i>in situ</i> – observação das áreas cobertas com vegetação nos diferentes compassos
BM	Medição <i>in situ</i>
S	Medição <i>in situ</i>
KS	Estimativa com base na literatura – Hillel (1980); Chow <i>et al</i> (1988)
PROF	Medição <i>in situ</i> – descrição do perfil
KSAT	Optimização automática
KSATP	Medição <i>in situ</i> – descrição do perfil
PSI	Estimativa com base na literatura – USACE (2000)
CA	Optimização automática
CCNSAT	Medição <i>in situ</i> – monitorização da reserva hídrica ao longo do ensaio
CCSAT	Estimativa com base nos dados
MD	Medição <i>in situ</i> – monitorização da reserva hídrica ao longo do ensaio

Antes da apresentação dos resultados, impõe-se ainda uma referência aos intervalos de tempo correspondentes ao passo de cálculo nas corridas do programa. Quer para a calibração quer para a verificação do modelo utilizou-se um intervalo de cálculo DT de 5 min e um intervalo de cálculo DDT de 10 s. No caso de DDT, o valor usado deveu-se principalmente à estabilidade do método numérico utilizado, como se explicou no capítulo anterior. A opção pela utilização de um intervalo DT de 5 min está relacionada com os valores registados de intensidade de precipitação e, consequentemente, com o valor de tempo de concentração do escoamento daí resultante, calculado através da equação (2.27) com base nas características dos talhões.

Assim, à intensidade máxima de precipitação registada ao longo do período do ensaio, 132 mm h^{-1} (ocorrida num intervalo de tempo de 1 min), suposta efectiva para o escoamento, correspondeu um tempo de concentração do escoamento superficial nos vários talhões entre 5,38 min e 7,82 min.

No intervalo de 5 minutos que contém o valor de 132 mm h^{-1} , verificou-se uma intensidade média de precipitação de $98,4 \text{ mm h}^{-1}$. Seguindo a metodologia de Brandão (1995) para obtenção das curvas intensidade – duração – frequência (curvas IDF), o período de retorno correspondente a esta intensidade com uma duração de 5 minutos é de 2 anos (considerando o posto udométrico de

Évora). A mesma intensidade e a mesma duração correspondem a um período de retorno de 5 anos, segundo a metodologia de Brandão *et al.* (2001).

Resulta assim que este valor de intensidade de precipitação, apesar de bastante elevado, pode ocorrer com alguma frequência, pelo que não seria aconselhável utilizar um intervalo de cálculo maior do que os tempos de concentração calculados para os talhões. Logo, considerou-se um valor de DT menor que o menor valor obtido do tempo de concentração.

5.3.2. Resultados da calibração do modelo

No Quadro 5.3 indicam-se os valores dos parâmetros e da função objectivo obtidos na calibração do modelo para o período considerado. Refira-se que os valores de KSAT e de CA nos dois talhões do compasso 4x4 não resultaram de uma optimização em conjunto. Isto é, correu-se o programa para optimizar KSAT e, com o valor resultante, correu-se novamente para optimizar CA.

Tomou-se esta opção pois a corrida do programa, no caso destes talhões, com optimização conjunta destes parâmetros, embora resultasse num menor valor da função objectivo, originava valores de CA de 0 mm, o que obviamente não é possível.

Os talhões BI – 3x3 e BII – 3x3 são os que apresentam menores valores da função objectivo, sendo os talhões BI – 4x4, BII – 4x4 e Estação aqueles onde o mínimo obtido é maior. Nestes últimos, a existência de uma observação com um valor que é cerca de metade do calculado pelo modelo (como se verá nas Figuras 5.3, 5.6 e 5.7), discrepância que não ocorre nos restantes talhões, é a causa provável para esta optimização menos conseguida.

Os valores de KSAT estimados são muito baixos em todos os talhões, principalmente nos do compasso 2x1 o que estará relacionado com os maiores escoamentos observados nestes talhões. A mesma interpretação pode ser feita para os maiores valores de KSAT estimados nos compassos 3x3 já que é nestes que se observa menor escoamento superficial.

Os valores de condutividade hidráulica saturada determinados estão em concordância com as características da superfície do solo observadas no local do ensaio, nomeadamente, com a presença de crosta superficial induzida pela acção erosiva do impacto das gotas de chuva e com a

baixa molhabilidade do solo, eventualmente relacionada com o tipo de matéria orgânica resultante dos resíduos vegetais destas plantas e associada à presença das raízes.

No que diz respeito aos valores de CA estimados, em geral há concordância entre compassos para os dois blocos. De facto, talhões com o mesmo compasso em blocos diferentes apresentam uma capacidade de armazenamento de interceptação igual ou semelhante. A excepção verifica-se no compasso 2x1.

Quadro 5.3 – Valores dos parâmetros e da função objectivo obtidos nos vários talhões obtidos na calibração do modelo.

Parâmetro	TALHÃO						Estação
	BI – 2x1	BI – 3x3	BI – 4x4	BII – 2x1	BII – 3x3	BII – 4x4	
AT (M ²)	8.130	9.352	16.410	8.191	9.451	16.440	15.135
FIMP	0.042	0.047	0.031	0.043	0.047	0.033	0.030
FVEG	0.20	0.10	0.05	0.20	0.10	0.05	0.01
BM (m)	1.995	3.119	3.998	2.020	3.140	4.000	3.001
S	0.0512	0.0294	0.0496	0.0360	0.0376	0.0251	0.0303
KS (m ^{1/3} s ⁻¹)	33.333	33.333	33.333	33.333	33.333	33.333	33.333
PROF (mm)	2100	2100	2100	2100	2100	2100	2100
KSAT (mm h ⁻¹)	1.152	9.684	4.032	1.006	3.124	3.860	2.682
KSATP (mm h ⁻¹)	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
PSI (mm)	90	90	90	90	90	90	90
CA (mm)	2.103	5.000	0.100	5.000	4.880	0.100	0.471
CCNSAT (mm)	275.347	487.933	322.517	517.788	515.353	395.291	303.760
CCSAT (mm)	464.903	252.317	417.733	222.462	224.897	344.959	436.490
MD (mm)	58.441	251.111	180.342	223.428	147.176	147.727	87.870
Função	418.849	248.989	1390.612	696.414	107.533	1349.534	1043.129
Objectivo (mm ²)							

O valor de CA estimado para o talhão BI – 2x1 é cerca de metade do obtido para o talhão BII – 2x1 e, em vista do volume de escoamento e das características da vegetação observados em ambos, não parece haver uma causa óbvia para este comportamento. Contudo, a estimativa deste parâmetro no talhão do bloco I deverá ser a mais correcta, admitindo-se que o valor obtido no talhão do bloco II do resultado da evolução da função objectivo no sentido de um óptimo local.

Analisando as Figuras 5.1 a 5.7 é possível verificar que as estimativas do escoamento superficial do modelo MESUP são de um modo geral satisfatórias, o que fica patente nos coeficientes de

correlação entre o escoamento observado (R_{obs}) e o escoamento calculado pelo modelo (R_{cal}) nos diferentes talhões.

O maior afastamento entre os valores de escoamento estimados e medidos ocorre nos talhões de compasso 4x4 e, em menor grau, no talhão Estação, o que está de acordo com os maiores valores da função objectivo para estes talhões relativamente aos restantes.

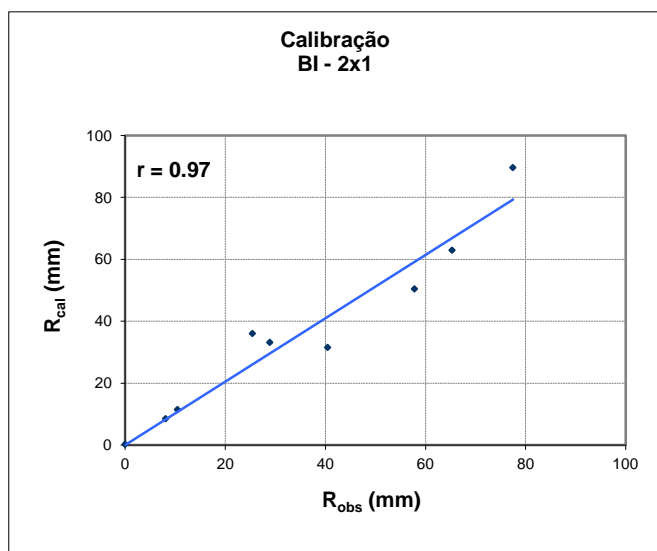


Figura 5.1 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 2x1, no período de calibração.

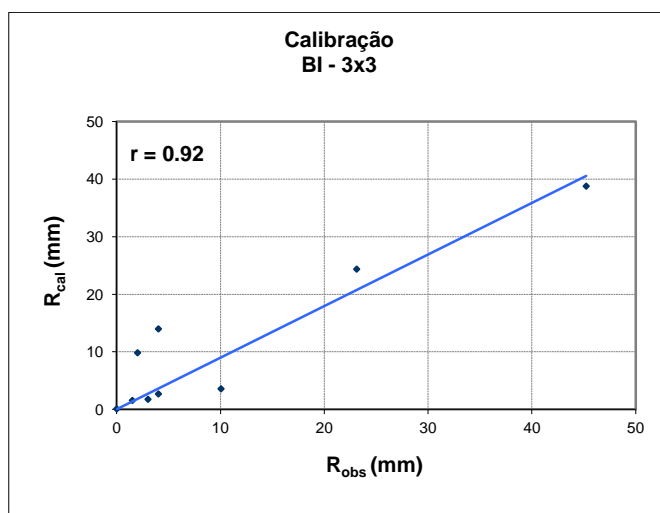


Figura 5.2 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 3x3, no período de calibração.

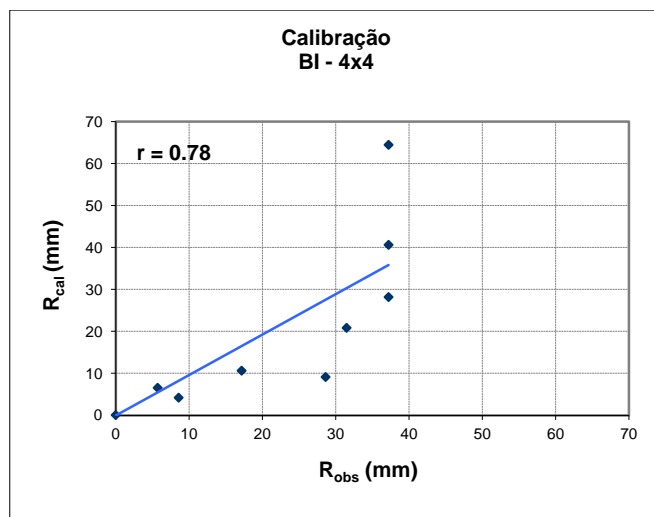


Figura 5.3 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 4x4, no período de calibração.

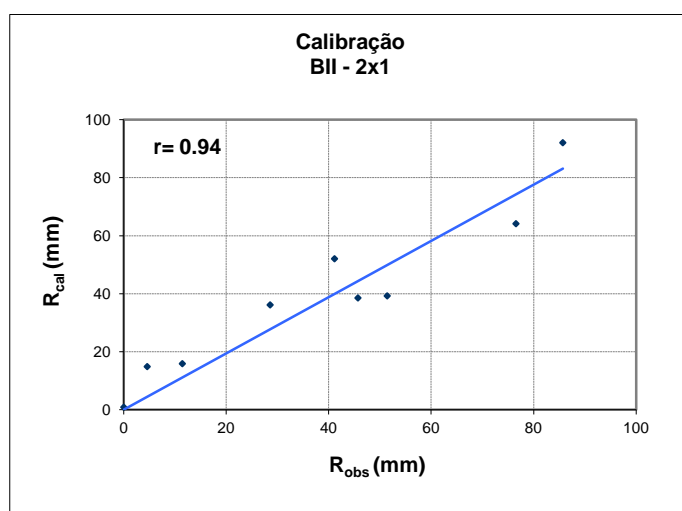


Figura 5.4 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 2x1, no período de calibração.

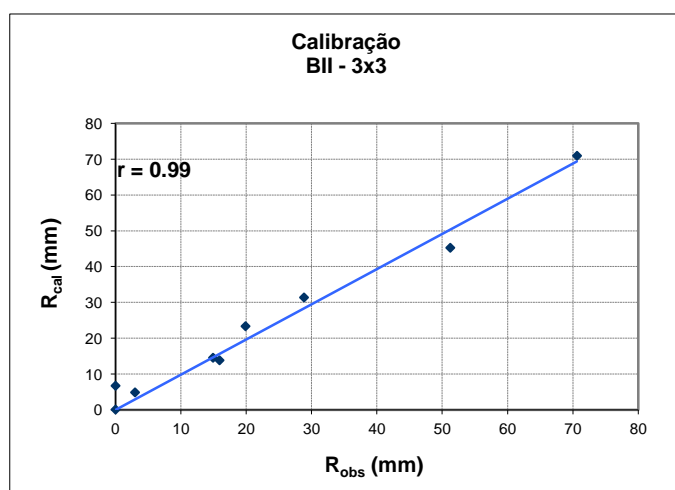


Figura 5.5 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 3x3, no período de calibração.

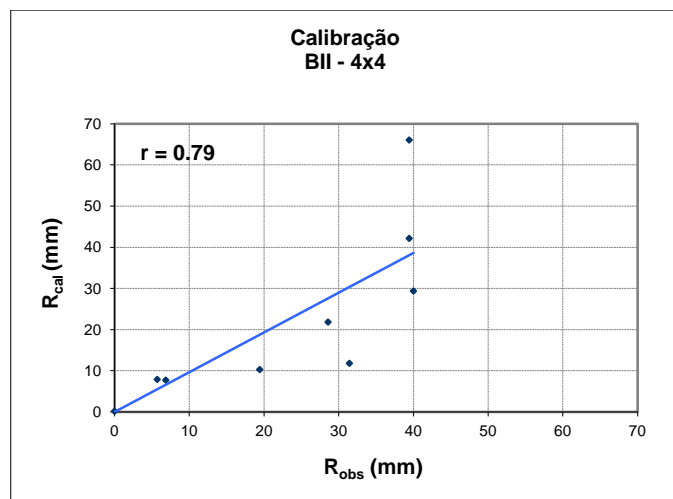


Figura 5.6 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 4x4, no período de calibração.

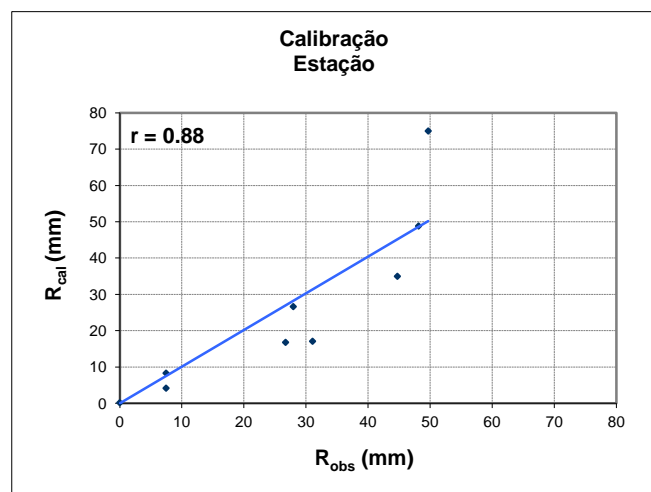


Figura 5.7 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão Estação, no período de calibração.

5.4. Verificação do modelo

Para efectuar a validação do modelo consideraram-se, numa primeira fase, todas as observações realizadas, com a excepção das utilizadas na calibração. Deste modo, abrangia-se todo o período de ensaio, desde 29/10/1996 a 05/02/2000, subtraindo o período de 13/08/1997 a 02/12/1997.

Dado que não se dispunha do valor do teor de humidade do solo no dia 29/10/1996 considerou-se, após análise dos dados disponíveis de armazenamento de água no solo, que todos os perfis se encontravam a 75% do máximo armazenamento e que este seria o valor inicial de armazenamento na zona não saturada do solo (HCNSAT) em todos os talhões. Admitiu-se que neste dia os restantes armazenamentos eram nulos.

Os resultados da verificação do modelo realizada desta forma conduziram aos coeficientes de correlação entre escoamento observado e escoamento calculado que se apresentam no Quadro 5.4:

Quadro 5.4 – Coeficientes de correlação (r) obtidos na verificação do modelo considerando o período inicial.

Talhão	r
BI – 2x1	0.88
BI – 3x3	0.70
BI – 4x4	0.66
BII – 2x1	0.93
BII – 3x3	0.72
BII – 4x4	0.70
Estação	0.73

Obtiveram-se, portanto, estimativas do escoamento pouco aproximadas, exceptuando as dos talhões do compasso 2x1, onde os valores de escoamento estimados pelo modelo foram mais próximos dos efectivamente ocorridos.

A comparação do conjunto de todos os valores de escoamento superficial gerados pelo modelo com os respectivos valores medidos permite, contudo, constatar que, de um modo geral, as estimativas após o período de calibração são mais próximas dos valores observados evidenciando-se a ocorrência do que pode ser designado por um “período de aquecimento” do modelo.

Este período de adaptação dos valores observados aos valores calculados pode estar relacionado com as opções tomadas quanto às condições iniciais de armazenamento dos reservatórios. Os resultados obtidos poderão também reflectir uma parametrização deficiente no que respeita às características vegetativas da planta, uma vez que se está perante um povoamento jovem em crescimento activo, principalmente no início do período estudado, verificando-se uma alteração qualitativa e quantitativa da parte aérea de ano para ano.

Se para o cálculo do coeficiente de correlação se eliminar o período inicial que medeia entre 29/10/1996 e 12/08/1997, obtêm-se coeficientes de correlação superiores aos apresentados anteriormente, como se pode observar nas Figuras 5.8 a 5.14.

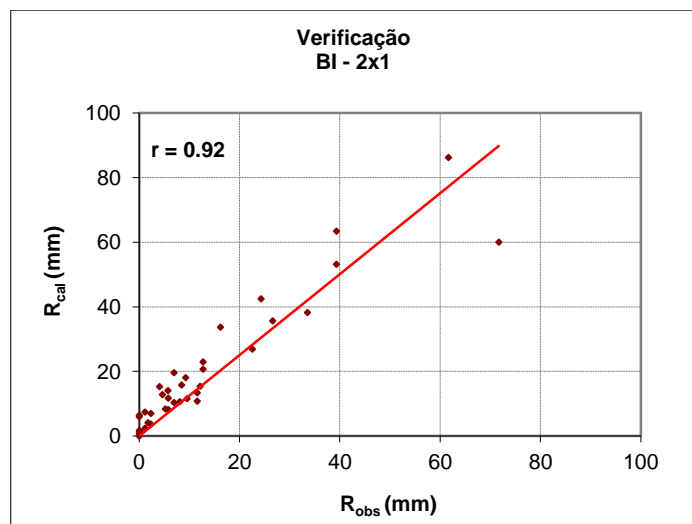


Figura 5.8 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 2x1, no período de verificação.

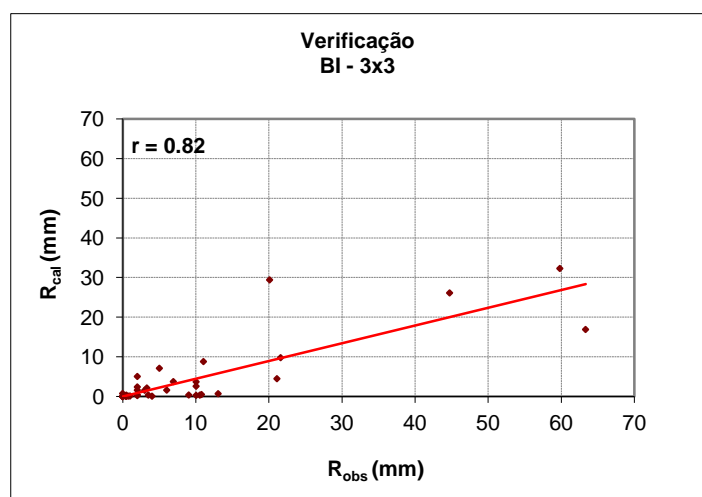


Figura 5.9 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 3x3, no período de verificação.

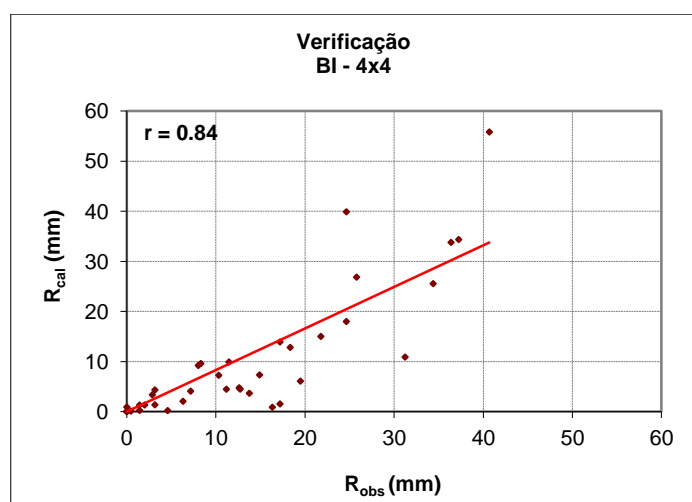


Figura 5.10 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BI – 4x4, no período de verificação.

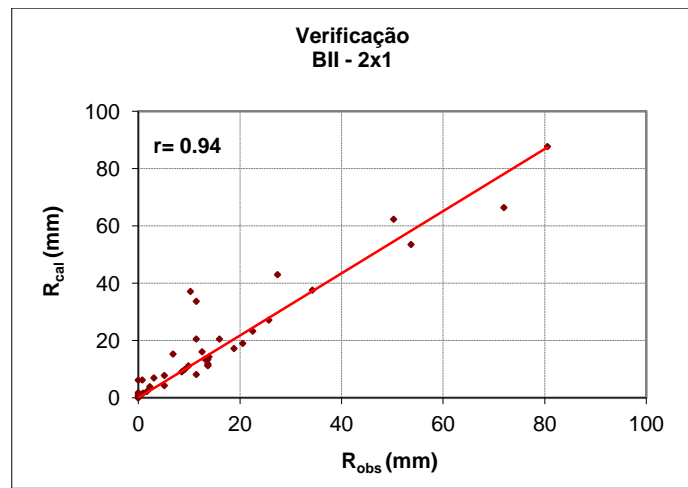


Figura 5.11 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 2x1, no período de verificação.

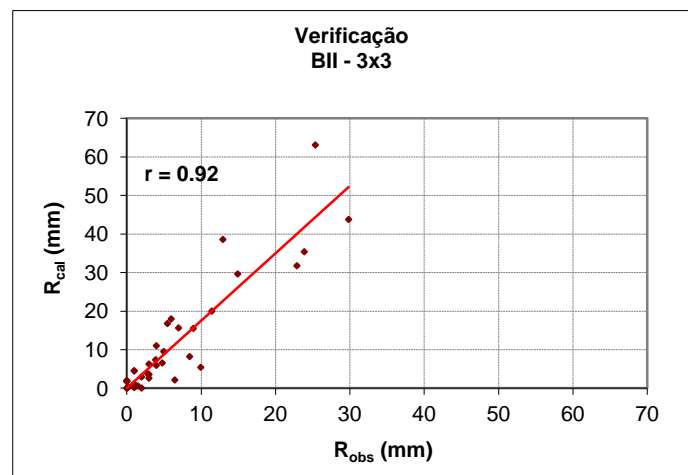


Figura 5.12 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 3x3, no período de verificação.

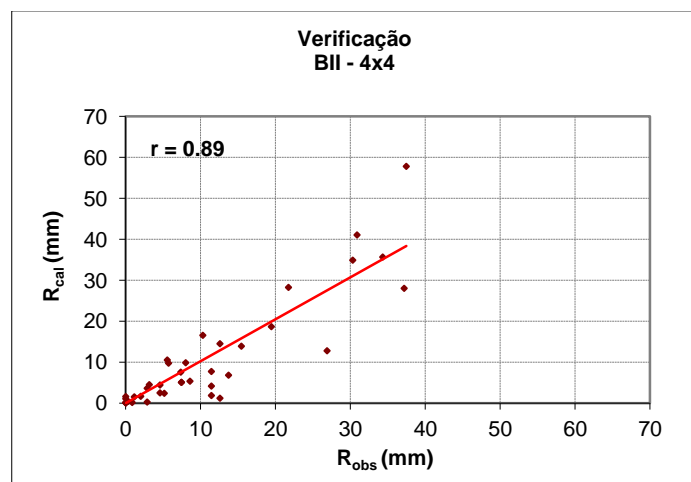


Figura 5.13 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão BII – 4x4, no período de verificação.

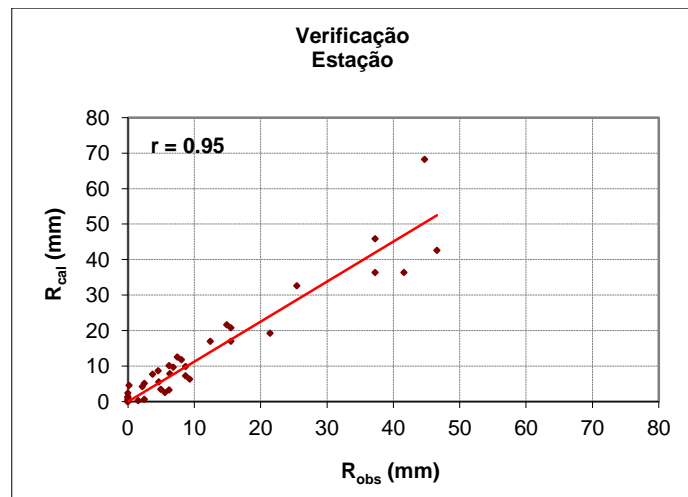


Figura 5.14 – Regressão linear entre o escoamento observado e calculado no talhão Estação, no período de verificação.

Deste modo, ao realizar-se a verificação do modelo excluindo o período inicial de observações, verifica-se que todos os coeficientes de correlação são superiores a 0,8. Nos talhões dos compassos 4x4 e no talhão da estação constata-se ainda que as regressões lineares entre o escoamento observado e calculado apresentam correlações superiores às obtidas no período de calibração, o que vem reforçar a hipótese da tendência para estimativas mais exactas após o período inicial de simulação.

Pese embora o facto da aplicabilidade do modelo ter sido testada num domínio limitado e específico, estes resultados permitem afirmar que o modelo mostra ser potencialmente efectivo na previsão do escoamento superficial gerado.

5.5. Análise de sensibilidade

5.5.1. Variação no valor da função objectivo

Com o objectivo de analisar a sensibilidade do modelo à alteração dos valores dos parâmetros, efectuaram-se corridas do programa, para o período de calibração com os valores de cada parâmetro a variarem $\pm 10\%$, mantendo inalterados os restantes. Os resultados desta análise encontram-se no Quadro 5.5, onde se apresentam os valores da variação percentual na função objectivo (f.o.) quando variam os parâmetros.

Quadro 5.5 - Variação do valor da função objectivo, para cada talhão e para cada parâmetro, como resultado da variação dos parâmetros de mais ou menos 10%.

Parâmetro modificado (p)	Variação da função objectivo (%)													
	BI - 2x1		BI - 3x3		BI - 4x4		BII - 2x1		BII - 3x3		BII - 4x4		Estação	
	p - 10%	p + 10%	p - 10%	p + 10%	p - 10%	p + 10%	p - 10%	p + 10%	p - 10%	p + 10%	p - 10%	p + 10%	p - 10%	p + 10%
AT (m ²)	0,01	-0,01	0,10	-0,10	-0,06	0,05	0,01	-0,01	0,10	-0,07	-0,06	0,04	-0,03	0,03
FIMP	0,02	0,00	-0,34	0,55	0,10	-0,09	0,00	0,01	-0,12	0,37	0,10	-0,10	0,09	-0,08
FVEG	-0,45	0,60	0,70	-0,78	-0,01	0,01	2,14	-1,85	2,39	-2,12	-0,02	0,01	-0,01	0,01
BM (m)	-0,01	0,01	-0,11	0,09	0,05	-0,05	-0,01	0,01	-0,08	0,09	0,05	-0,05	0,03	-0,03
S	-0,01	0,00	-0,06	0,05	0,03	-0,03	-0,01	0,01	-0,04	0,04	0,02	-0,03	0,02	-0,01
KS (m ^{1/3} s ⁻¹)	-0,01	0,01	-0,11	0,09	0,05	-0,05	-0,01	0,01	-0,08	0,09	0,05	-0,05	0,03	-0,03
PROF (mm)	0,78	-0,18	0,56	-0,37	0,18	-0,12	0,46	-0,24	-4,48	5,02	0,25	-0,24	0,83	-0,57
KSAT (mm h ⁻¹)	4,45	3,96	7,38	6,74	2,42	1,57	2,13	2,12	21,11	20,11	2,22	-0,04	1,77	1,71
KSATP (mm h ⁻¹)	0,00	0,00	-0,07	0,08	-0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PSI (mm)	-0,18	0,68	-0,40	0,50	-0,13	0,16	-0,26	0,41	5,59	-4,10	-0,27	0,23	-0,62	0,75
CA (mm)	0,06	0,06	1,08	-1,13	-0,01	0,01	0,68	-0,51	0,53	0,18	-0,02	0,01	0,00	0,00
CCNSAT (mm)	-0,04	0,13	-1,18	1,14	-0,21	-0,21	0,02	0,09	3,67	-2,61	0,01	0,06	-0,19	0,27
CCSAT (mm)	-0,02	0,26	-0,13	0,19	-0,05	0,06	0,00	0,02	1,46	-1,26	-0,05	0,04	-0,33	0,39
MD (mm)	1,18	-	-0,43	0,87	-1,33	-	-0,52	0,62	22,19	-	-0,41	0,45	-1,49	-

Os talhões em que não se observa qualquer alteração no valor da f.o. quando se varia o parâmetro KSATP correspondem àqueles em que, segundo os cálculos efectuados pelo modelo, não se verifica ocorrência de percolação durante o período considerado.

O menor valor da f.o. obtido em alguns dos talhões como resultado da variação do parâmetro optimizado CA está relacionado com os limites máximos e mínimos que foram assumidos para a sua optimização automática ou, no caso dos compassos 4x4, com a opção tomada quanto à optimização em separado de CA e KSAT e referida no ponto 5.2.1.

O facto de em alguns dos talhões não aparecer o valor da f.o. respeitante à variação positiva do MD resulta de uma instrução do programa de cálculo. Esta instrução obriga a uma paragem do mesmo sempre que o somatório inicial dos armazenamentos nas zonas não saturada e saturada do solo (HCNSAT + HCSAT) seja menor que MD o que decorre da analogia entre este parâmetro e o coeficiente de emurchecimento permanente e das suas implicações sobre a fisiologia as plantas.

Verifica-se que o parâmetro para o qual o modelo mostra maior sensibilidade é a condutividade hidráulica saturada da superfície – KSAT. Este resultado demonstra a elevada dependência que o processo de formação do escoamento superficial tem em relação às condições da superfície do solo.

A alteração do valor da variável MD origina, para a maioria dos talhões uma variação significativa no valor da f.o., o que está de acordo com a perspectiva de que a capacidade de armazenamento de água do solo tem implicações importantes no balanço hídrico e, consequentemente, na formação do escoamento.

Da mesma forma, a espessura do perfil do solo – PROF – e a capacidade de armazenamento da zona não saturada do solo – CCNSAT – encontram-se entre os parâmetros cuja variação mais contribui para alterar o valor da f.o., na maioria dos talhões.

Outro parâmetro a cuja variação o modelo mostra alguma sensibilidade é a sucção na frente de humedecimento (PSI). Esta variável, tal como MD e KSAT, entra no algoritmo de cálculo utilizado para determinar a infiltração (baseado no modelo de Green e Ampt, 1911) e, portanto, qualquer variação no seu valor, ao causar alteração nos quantitativos de água envolvidos no processo de infiltração, altera o valor de escoamento calculado e, conseqüentemente, o valor da função objectivo.

Nos talhões BI – 3x3 e BII – 2x1, o valor da f.o. sofre uma variação com algum significado quando se altera CA. No entanto, devido aos aspectos já apontados, relacionados com a optimização deste parâmetro, e à pequena variação que a f.o. tem nos restantes talhões, estes resultados não são conclusivos.

Nos mesmos talhões, verifica-se uma influência importante da variável FVEG, talvez pela estreita relação que esta tem com o parâmetro CA, na estimação da intercepção.

Relativamente aos restantes parâmetros, a análise revela, de um modo geral, pequena sensibilidade do modelo à sua variação.

5.5.2. Variação no valor dos fluxos e armazenamentos

Seleccionou-se o talhão BII – 3x3 (no qual se obteve o melhor valor da função objectivo) a fim de analisar a forma como a variação no valor dos parâmetros do modelo considerada no ponto anterior afecta os valores dos fluxos e armazenamentos, no mesmo período.

De um modo geral, qualquer aumento do escoamento é acompanhado de uma diminuição na infiltração. Ressalva-se a excepção constituída pelos parâmetros FVEG e CA. No primeiro verifica-se um aumento de ambos os fluxos quando o seu valor diminui em 10% e o oposto quando aumenta 10%. Por outro lado, a diminuição e o aumento de FVEG conduz, respectivamente, à diminuição e ao aumento da evapotranspiração.

Esta variação reflecte o peso relativo da componente da evapotranspiração que ocorre a partir da vegetação, que será tanto maior quanto maior a fracção de área da superfície do solo por ela

coberta, devido ao aumento do armazenamento de água no reservatório da interceptação e, consequentemente, da “oportunidade de evaporação” (como definido por Linsley *et al.*, 1988).

No caso de CA, o escoamento diminui quer o valor deste parâmetro aumente ou diminua, o que se pode dever ao facto de o valor deste parâmetro ter sido optimizado (sendo o critério de convergência da optimização o de minimizar as diferenças entre o escoamento observado e o escoamento calculado).

Qualquer aumento na quantidade de água infiltrada leva, como era de esperar, a uma variação positiva do armazenamento de água no solo.

O aumento do valor total de escoamento, expresso em altura, nos 112 dias testados resulta da seguinte variação dos parâmetros:

- diminuição da área total (AT);
- aumento da fracção de área impermeável (FIMP);
- diminuição da fracção de área coberta com vegetação (FVEG);
- aumento da largura do talhão (BM);
- aumento do declive (S);
- aumento do coeficiente de Manning – Strickler (KS);
- aumento da espessura do perfil (PROF);
- diminuição da condutividade hidráulica saturada da camada superficial (KSAT);
- diminuição da sucção na frente de humedecimento (PSI);
- diminuição da capacidade de armazenamento da zona não saturada do solo (CCNSAT);
- diminuição da capacidade de armazenamento da zona saturada do solo (CCSAT);
- diminuição do máximo dessecamento do solo (MD).

Deste conjunto, os aumentos no valor do escoamento superficial obtidos com a diminuição da área total do talhão e com o aumento da espessura do perfil são as variações cuja interpretação parece ser menos evidente.

A análise mais pormenorizada dos cálculos efectuados pelo modelo permitiu, no entanto, constatar que no caso da alteração do valor da área do talhão ocorreu uma diminuição da evaporação da água à superfície do terreno, bem como uma diminuição (embora de menor expressão) da

infiltração, o que teve como consequência um pequeno aumento no volume de escoamento superficial. Por sua vez, a maior espessura do perfil resultou num menor déficit de saturação do solo e, conseqüentemente, na diminuição do volume de água que se infiltrou, originando-se assim mais escoamento sobre a superfície.

5.6. Evolução temporal dos fluxos e armazenamentos

A análise da evolução ao longo do tempo dos fluxos e armazenamentos simulados pelo modelo realizou-se através da selecção de um talhão, BII – 3x3, e de um dia de ocorrência de precipitação, 20/12/1996.

Correu-se o programa adaptado por forma a que os resultados fossem registados continuamente ao longo do tempo, em cada intervalo de cálculo DT de 5 min, obtendo-se assim os hidrogramas que permitiriam fazer esta análise.

A escolha do dia 20/12/1996 deveu-se ao facto de este apresentar, no talhão seleccionado, variação em todos os armazenamentos e fluxos, inclusive na zona saturada do solo e na percolação.

O hietograma da precipitação ocorrida neste dia apresenta-se na Figura 5.15.

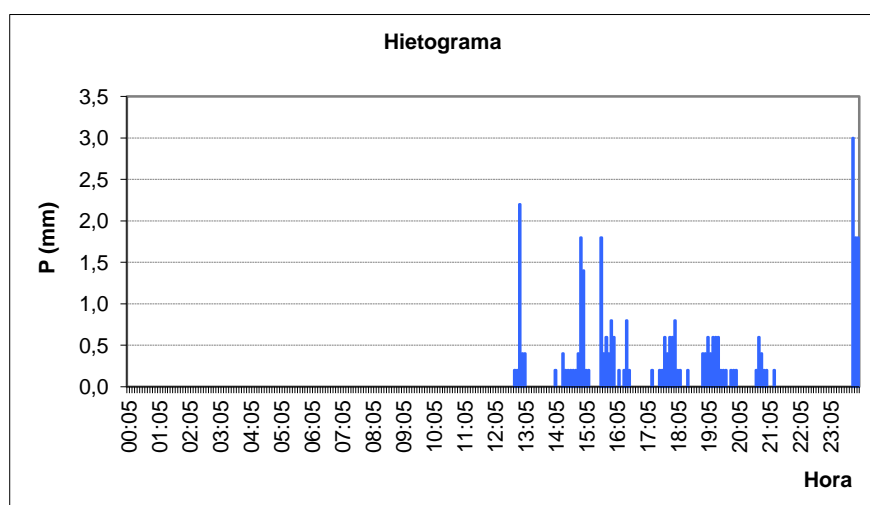


Figura 5.15 – Hietograma de precipitação do dia 20/12/1996.

Verifica-se que se registaram 7 eventos de precipitação que totalizaram 32,4 mm. A evapotranspiração de referência diária foi de 1,1 mm. O primeiro evento de precipitação iniciou-se às 12h45min e o último terminou apenas no dia seguinte, às 0h30min (entre as 0h00min e as 0h30min do dia 21/12/1996 choveram 6,6 mm). A precipitação ocorrida nos dois dias anteriores foi de 68,5 mm em 18/12/1996 e 15,5 mm em 19/12/1996. As condições iniciais de armazenamento calculadas pelo modelo foram as seguintes:

- HA = 0,488 mm;
- HB = 0,002 mm;
- HCNSAT = 485,425 mm;
- HCSAT = 0,000 mm.

Na Figura 5.16 representa-se a variação do armazenamento no reservatório *intercepção*.

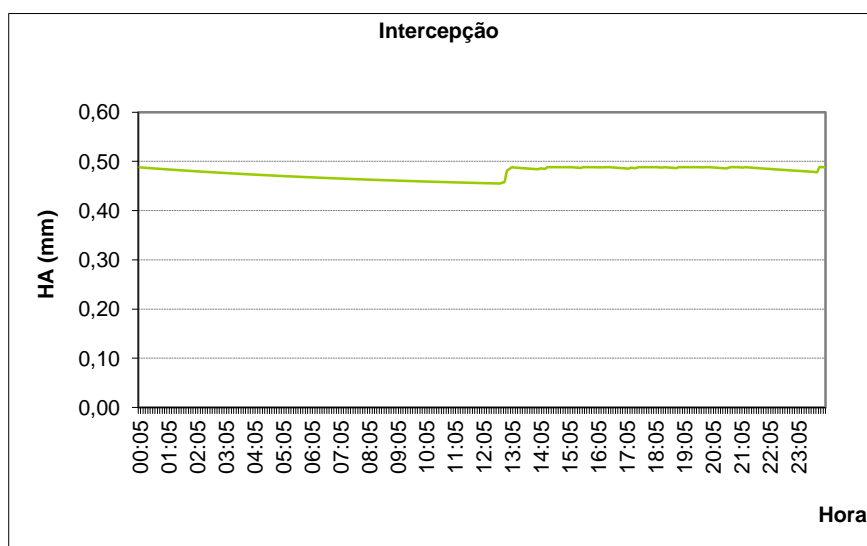


Figura 5.16 – Evolução do armazenamento no reservatório *intercepção* (A) ao longo do dia 20/12/1996.

A quantidade de água armazenada na intercepção diminui até ao momento em que ocorre o primeiro evento de precipitação. Começa então a aumentar até ser atingido o armazenamento máximo. A partir daí, observa-se uma sucessão de pequenos picos de armazenamento, coincidentes com a ocorrência das chuvadas. Nos períodos entre picos há uma depleção do armazenamento resultante da ocorrência de evaporação da água armazenada.

Na Figura 5.17, onde se representa a variação do armazenamento de água à superfície do solo, evidencia-se que a retenção superficial está estreitamente dependente da alimentação

proporcionada pela queda de chuva, com os valores máximos a corresponderem às intensidades máximas de precipitação e com o esgotamento do reservatório a ocorrer de modo característico, tendo em conta o tipo de modelo adoptado para a simulação do escoamento sobre a superfície.

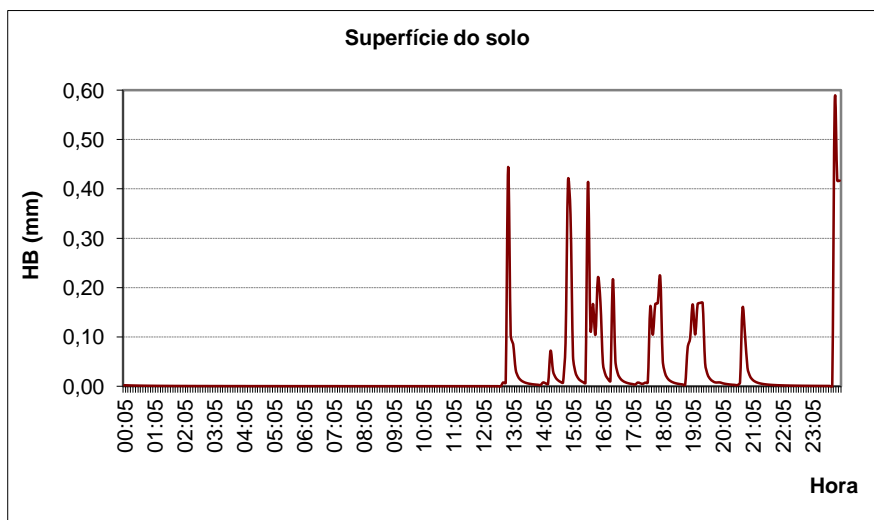


Figura 5.17 – Evolução do armazenamento no reservatório *superfície do solo* (B) ao longo do dia 20/12/1996.

Na zona não saturada do solo, o armazenamento mantém-se aproximadamente constante (sofre alguma depleção pela ocorrência de evapotranspiração) até ao início da chuva (Figura 5.18).

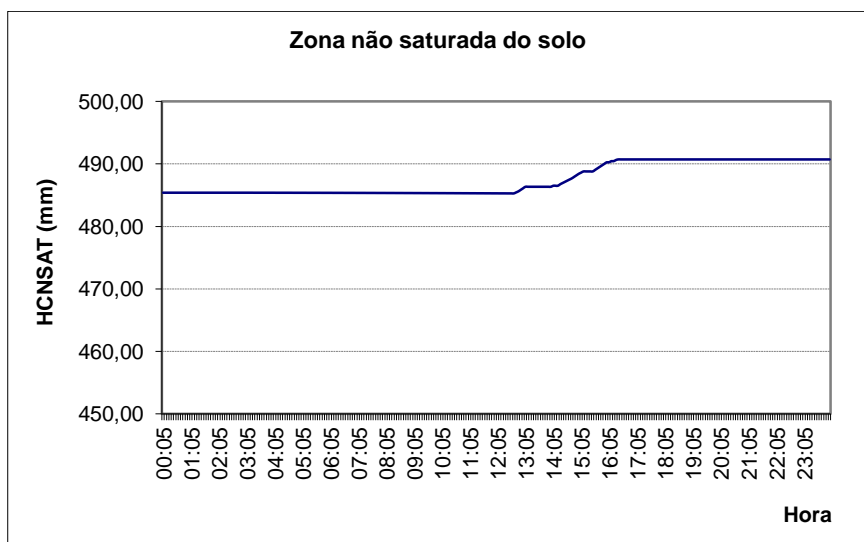


Figura 5.18 – Evolução do armazenamento na zona não saturada do reservatório *solo* (CNSAT) ao longo do dia 20/12/1996.

Durante os primeiros eventos de precipitação, o armazenamento vai aumentando até que é atingida a sua capacidade, altura a partir da qual se mantém constante e no valor máximo pois continua a

ser alimentado pela água que se infiltra quando chove e que permanece na superfície do solo algum tempo depois de terminar a precipitação.

No que diz respeito à zona saturada do reservatório *solo*, o armazenamento é nulo até ao instante em que a capacidade da zona não saturada é satisfeita, por volta das 16h25min (Figura 5.19). Depois, a quantidade de água armazenada vai aumentando. Este aumento não é contínuo pois, nos intervalos de tempo entre chuvadas, o armazenamento diminui devido à ocorrência de evaporação e percolação. Estas variações negativas são no entanto pequenas, pelo que na representação gráfica aparecem como linhas quase horizontais.

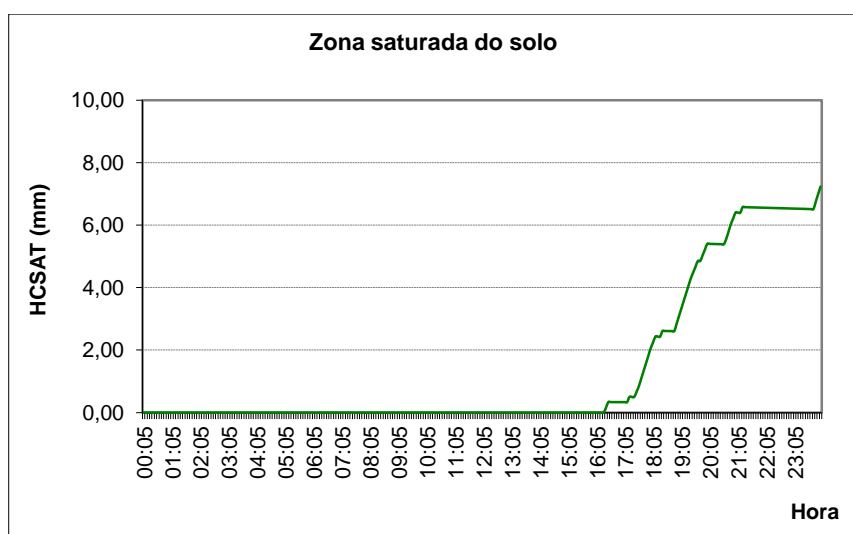


Figura 5.19 – Evolução do armazenamento na zona saturada do reservatório *solo* (CSAT) ao longo do dia 20/12/1996.

Com se pode verificar, da análise das Figuras 5.20 a 5.23, a variação dos fluxos está de acordo com a evolução temporal dos armazenamentos (é analisada a variação das intensidades, expressas em mm h^{-1} , representadas com letras minúsculas).

A Figura 5.20 mostra que o escoamento superficial se inicia logo após o início das chuvadas. Os caudais máximos estão associados às intensidades máximas de precipitação.

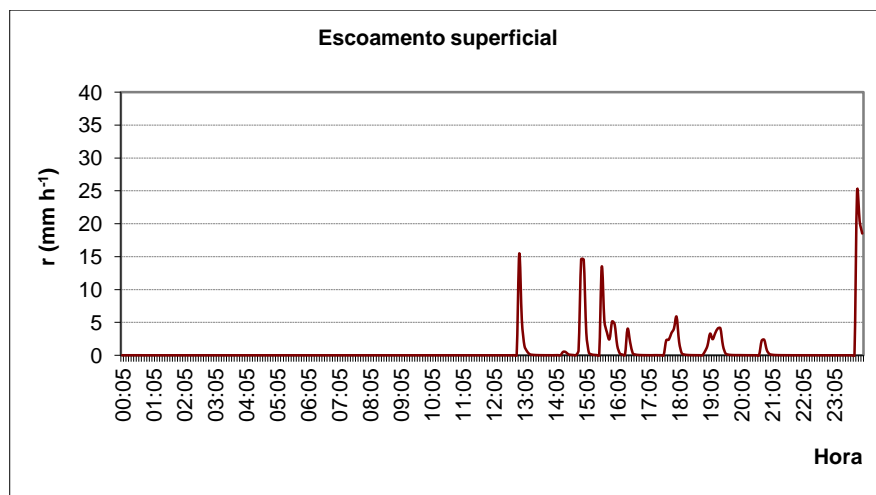


Figura 5.20 – Hidrograma de escoamento superficial do dia 20/12/1996.

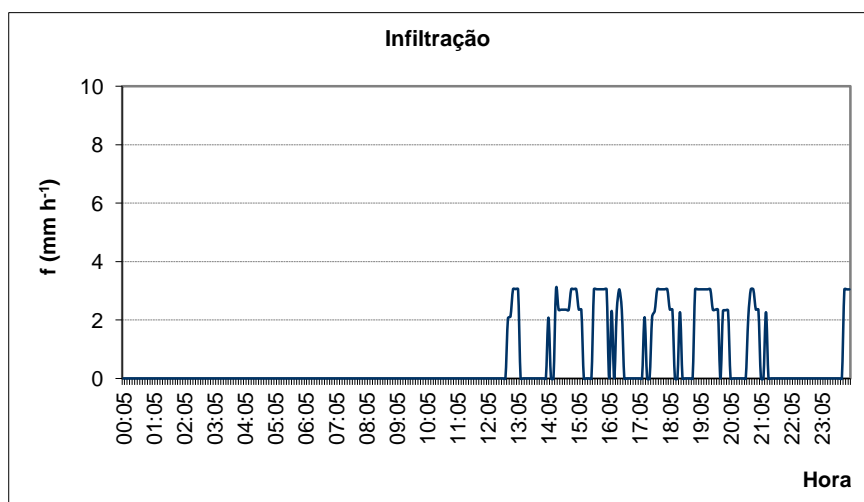


Figura 5.21 – Hidrograma de infiltração do dia 20/12/1996.

Os resultados do programa no que respeita à infiltração, representados graficamente na figura anterior (Figura 5.21), indicam que a infiltração se inicia ao mesmo tempo que a precipitação. Observa-se ainda que, independentemente da intensidade máxima de precipitação registada, o valor máximo de intensidade de infiltração é de aproximadamente $3,2 \text{ mm h}^{-1}$, ou seja, um valor ligeiramente superior ao da condutividade hidráulica saturada da superfície do solo estimada para o talhão seleccionado, BII – 3x3. Este valor mantém-se constante enquanto a intensidade da chuva for superior. A sobreposição dos hidrogramas das Figuras 5.20 e 5.21 demonstra que os patamares observados de intensidade de infiltração correspondem, nas diversas chuvadas, aos valores mais elevados de escoamento superficial gerado. Refira-se ainda que os picos que se observam, principalmente, após os 4º, 5º e 6º eventos resultam de pequenas quedas de precipitação que ocorreram alguns minutos depois dos eventos principais.

A ocorrência de percolação profunda, cuja variação está representada na Figura 5.22, dá-se a partir do momento em que começa a haver água armazenada na zona saturada do solo. Este facto fica patente na semelhança de forma entre as linhas que representam a evolução da percolação e do armazenamento na zona saturada do solo. Os reduzidos valores registados devem-se, por um lado, à pequena quantidade de água armazenada e, por outro, ao efeito de controlo exercido pelo baixo valor considerado de condutividade hidráulica saturada da camada mais profunda.

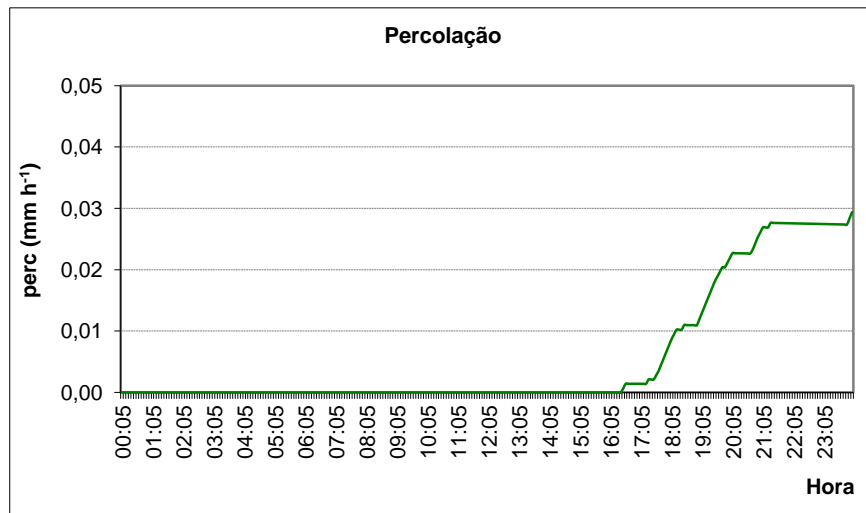


Figura 5.22 – Hidrograma de percolação do dia 20/12/1996.

Na Figura 5.23 encontra-se representada a variação das componentes da evapotranspiração simuladas.

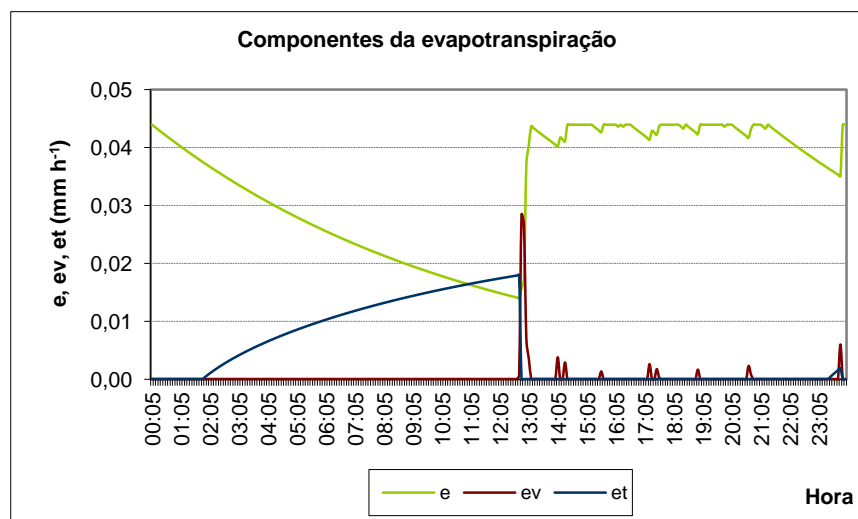


Figura 5.23 – Evolução das componentes da evapotranspiração ao longo do dia 20/12/1996.

A primeira componente simulada – evaporação da água interceptada na vegetação (e) – diminui enquanto não ocorre precipitação. A queda de chuva leva a que se dê um aumento deste fluxo pois passa a haver mais água disponível para evaporar. O aumento considerável que se verifica a partir da altura em que se dá o primeiro evento resulta do crescimento proporcional de água armazenada na vegetação como se observou anteriormente na Figura 5.16. Constatam-se depois que se sucedem picos no valor da intensidade de evaporação coincidentes com os picos de armazenamento no reservatório Intercepção.

A intensidade de evaporação da água à superfície do solo (ev) é proporcional à altura de água detida. Refira-se que o valor mais elevado deste fluxo ocorre aquando do primeiro evento de precipitação. Nas restantes chuvadas, embora se tenham verificado intensidades de precipitação superiores, o modelo privilegia a formação do escoamento em detrimento da evaporação e, para além disso, a demanda de evapotranspiração já foi provavelmente quase satisfeita pela evaporação da água interceptada.

A variação na intensidade da evaporação da água armazenada no solo (et) é positiva enquanto não ocorre precipitação, diminuindo para valores mínimos enquanto está a chover. Ao simular este fluxo, o modelo comporta-se assim de forma próxima ao sistema real já que a evaporação da água é maior quanto maior o défice de humidade atmosférica. Deste modo, a partir das 12h45min, instante em que se dá o primeiro evento de precipitação, a evolução temporal da evaporação da água do solo inverte a sua tendência de aumento e começa a diminuir, atingindo valores muito próximos de zero enquanto chove e enquanto se desenvolvem os restantes processos hidrológicos de superfície. Observe-se ainda a ocorrência de um pequeno aumento deste fluxo por volta das 23h30min, seguido da sua diminuição assim que se inicia o último evento de precipitação.

5.7. Simulação de eventos de intensidade de precipitação constante

O objectivo de se efectuarem corridas do programa de cálculo com valores de precipitação uniformemente distribuídos ao longo do tempo é o de analisar a forma dos hidrogramas resultantes, nomeadamente, os gráficos de evolução temporal da infiltração e do escoamento superficial. Para além disso, pretende-se comparar os tempos de concentração do escoamento simulados com os determinados através da equação (2.27) com a qual se calcula o tempo que o escoamento superficial proveniente do ponto mais afastado, analisado segundo o modelo da onda cinemática

(Lighthill e Whitham, 1955), leva a atingir a secção de referência, dadas as características do plano de escoamento e uma determinada intensidade da precipitação em excesso.

O talhão seleccionado foi mais uma vez o BII – 3x3. As intensidades de precipitação testadas foram 20 mm h⁻¹, 40 mm h⁻¹ e 80 mm h⁻¹. Considerou-se uma evapotranspiração diária de 5 mm d⁻¹. O intervalo de tempo DT utilizado foi 1 min.

As condições iniciais consideradas foram:

- HA = 0,000 mm;
- HB = 0,000 mm;
- HCNSAT = MD;
- HCSAT = 0,000 mm.

Ou seja, para efectuar esta análise, admitiu-se que as chuvadas se seguiriam a um período seco longo, como referem Linsley *et al.* (1988) e Quintela (1996).

A aplicação da equação (2.27) a estas intensidades de precipitação e ao talhão considerado conduz a valores do tempo de concentração de 11,44 min, 8,67 min e 6,57 min, respectivamente, para as intensidades 20 mm h⁻¹, 40 mm h⁻¹ e 80 mm h⁻¹.

Nas Figuras 5.24 e 5.25 estão representados, respectivamente, a variação temporal da taxa de infiltração e os hidrogramas de escoamento superficial calculados pelo modelo MESUP para as três intensidades de precipitação consideradas, mantendo fixas as restantes condições.

Para uma melhor percepção dos gráficos optou-se por apresentar estas variações nos primeiros 60 minutos após o início das chuvadas.

A evolução das intensidades de infiltração está de acordo com as figuras 2.6 e 2.7, evidenciando-se, no ramo descendente das linhas, uma variação “controlada” pelo modelo de Green e Ampt (1911).

Ao fim de 24 horas, em qualquer das chuvadas, embora o valor da intensidade de infiltração seja inferior a 4 mm h⁻¹ e, portanto próximo do da condutividade hidráulica saturada da superfície estimada para o talhão BII – 3x3, continua a verificar-se uma pequena diminuição deste valor.

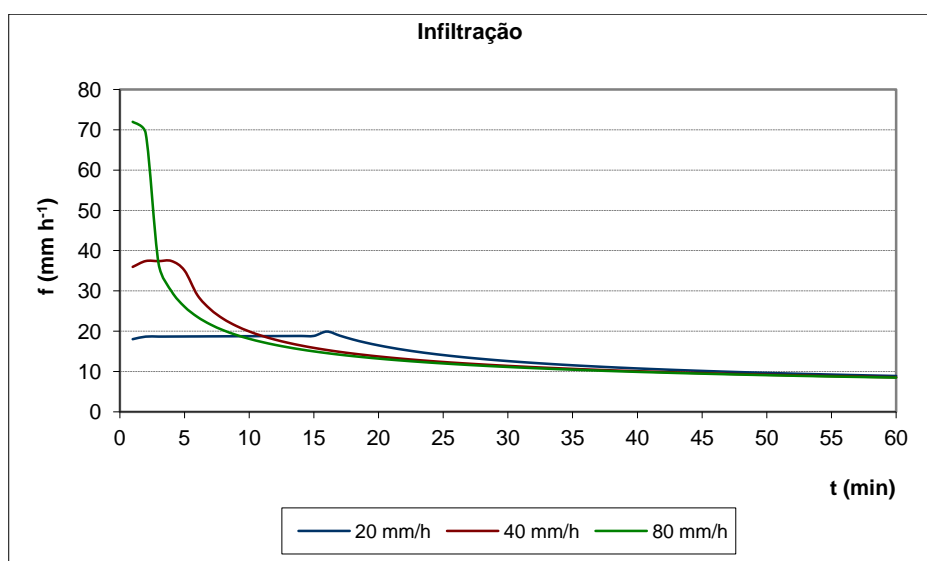


Figura 5.24 – Variação das intensidades de infiltração, no talhão BII – 3x3, sob chuvas de intensidade de precipitação constante de 20 mm h⁻¹, 40 mm h⁻¹ e 80 mm h⁻¹.

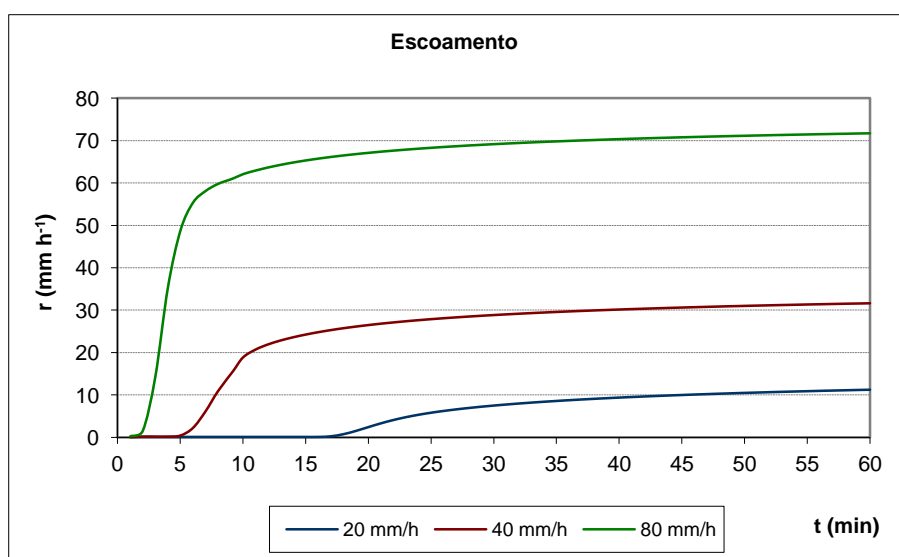


Figura 5.25 – Hidrogramas de escoamento superficial, no talhão BII – 3x3, sob chuvas de intensidade de precipitação constante de 20 mm h⁻¹, 40 mm h⁻¹ e 80 mm h⁻¹.

Verifica-se que todos os hidrogramas da Figura 5.25 apresentam uma forma em \int , típica do escoamento sobre a superfície do terreno nas áreas entre-sulcos e descrito pela teoria da onda cinemática. Salienta-se ainda a complementaridade das figuras 5.24 e 5.25.

O caudal aumenta rapidamente nos minutos iniciais dos eventos com uma subida pronunciada até aos instantes 21 min, 9 min e 6 min, para as intensidades de precipitação de 20 mm h⁻¹, 40 mm h⁻¹ e 80 mm h⁻¹.

80 mm h⁻¹, respectivamente. A partir destes instantes, o valor do caudal sofre aumentos sucessivamente decrescentes.

Em qualquer das intensidades de precipitação, obtiveram-se tempos de concentração muito superiores aos calculados pela equação (2.27) evidenciados por, tal como no caso da diminuição da taxa de infiltração, o caudal escoado continuar a aumentar ao fim das 24 horas simuladas.

Estes resultados devem-se ao facto da intensidade de precipitação efectiva para o escoamento não ser constante, mesmo ao fim de 24 horas de simulação, quando ainda está a aumentar, pois o modelo calcula a quantidade de água que fica retida na vegetação e se evapora desta, a quantidade de água que se evapora da superfície e que se infiltra e, só depois, a quantidade de água que se escoia superficialmente.

Efectivamente, o cálculo dos tempos de concentração com a equação (2.27) realizaram-se com precipitação efectiva constante sem considerar a variação destas perdas para o escoamento. Assim, as diferenças obtidas teriam sido atenuadas se tal tivesse sido considerado. Este facto será tanto mais importante quanto menor for a intensidade de precipitação pois mais facilmente a água é interceptada pela vegetação e se infiltra no solo, levando a menores intensidades de precipitação em excesso e, portanto, efectivas para o escoamento.

6. CONCLUSÃO, CRÍTICA E TRABALHO FUTURO

6.1. Conclusões

Com esta dissertação, pretendeu-se dar um contributo para a análise e compreensão do processo de formação do escoamento superficial, através do desenvolvimento de um modelo de precipitação - escoamento conceptual, agregado e contínuo, o MESUP.

O MESUP possibilita a previsão dos volumes de água envolvidos no balanço hídrico na zona superficial do solo. Para tal, calcula de forma contínua no tempo a interceptção, a retenção superficial, o escoamento superficial, a infiltração, a percolação, o armazenamento de humidade no solo e a evapotranspiração cultural.

O modelo foi aplicado, com os dados de precipitação e evapotranspiração de referência respeitantes ao período de Outubro de 1996 a Fevereiro de 2000, em sete pequenos talhões de escoamento localizados numa plantação de eucaliptos do campo experimental da Herdade da Agolada, em Coruche. Tendo em conta os dados de escoamento disponíveis, as características do domínio em que foi aplicado e as implicações destas sobre os parâmetros considerados no modelo, os resultados que se obtiveram nas diferentes perspectivas de análise efectuadas com o MESUP permitem as apreciações que de seguida se apresentam:

- De uma maneira geral, os elevados valores de escoamento superficial observados nos talhões são reproduzidos pelo modelo quando o valor da condutividade hidráulica saturada na superfície toma valores muito pequenos, principalmente, nos talhões de menor compasso.
- Os baixos valores de condutividade hidráulica saturada da camada superficial estimados indicam, para a situação analisada, que as condições desta camada têm um papel dominante na formação do escoamento superficial quando comparadas com o desempenhado pelas componentes de outros mecanismos do sistema.
- No caso da capacidade de armazenamento de água na vegetação, verifica-se que a calibração do modelo origina uma gama muito larga de valores, tendo em conta as semelhanças no tipo e densidade de vegetação, o que pode significar que, em alguns dos

talhões, as estimativas deste parâmetro foram inadequadas ou, em última análise, que a conceptualização adoptada deve ser reavaliada.

- O facto dos dados a ajustar corresponderem a uma integração dos valores do escoamento ocorrido em vários eventos durante um dado período de tempo e não a valores de caudal registados continuamente, como inicialmente se pretendia, contribuiu também para uma menor resolução do algoritmo de optimização.
- Os problemas verificados com a optimização dos parâmetros do modelo apontam para a necessidade de se aferir cuidadosamente a forma como estes são determinados. Sempre que possível, é preferível a medição directa, *in situ* e espacialmente representativa. Se a optimização automática for inevitável, como acontece frequentemente, deve ter-se em consideração a interacção entre parâmetros estreitamente correlacionados.
- As condições iniciais de armazenamento consideradas para a simulação a realizar têm uma influência importante na validação dos resultados. Esta constatação resulta das diferenças obtidas quando se efectuou a verificação do modelo com e sem período inicial de observações. No segundo caso, os resultados ajustaram-se melhor aos valores observados pelo que é de considerar a existência de um período inicial de adaptação do modelo.
- Este período de “aquecimento” do modelo poderá igualmente resultar da evolução do povoamento no que ao seu desenvolvimento vegetativo diz respeito, correspondendo as estimativas menos exactas a uma fase mais activa de crescimento, com alteração importante das características da parte aérea das plantas, tanto no aspecto qualitativo como quantitativo.
- O MESUP mostra sensibilidade à variação de todos os parâmetros o que demonstra que todos eles foram pertinentemente considerados na estrutura do modelo.
- Os parâmetros cujo valor mais influência exerce sobre os resultados são a já mencionada condutividade hidráulica saturada da superfície, e também, na maioria dos talhões, o máximo dessecamento do solo, a espessura do perfil de solo e a capacidade de armazenamento da zona não saturada do solo. Assim, o modelo reproduz a influência das condições físicas da superfície do solo e das condições de humidade do perfil nos processos hidrológicos de superfície.

- A análise realizada nos pontos 6 e 7 do capítulo 5 demonstra que o modelo apresenta a possibilidade de se efectuarem estudos sobre a evolução temporal dos fluxos e armazenamentos em eventos de precipitação isolados ou sucessivos, desde que os registos de precipitação e de evapotranspiração de referência o permitam.
- Embora se tenha efectuado a simplificação de distribuir uniformemente ao longo do tempo o valor diário de evapotranspiração de referência, as componentes da evapotranspiração cultural simuladas pelo modelo têm uma evolução temporal similar à que, em princípio, se admite que ocorra na realidade.

6.2. Crítica e perspectivas de trabalho futuro

Num trabalho deste tipo, é por vezes inevitável que surja a necessidade de se proceder a simplificações resultantes de aspectos relacionados, sobretudo, com a disponibilidade de dados.

O facto de, nesta dissertação, as simplificações efectuadas não terem, aparentemente, constituído um obstáculo à obtenção de resultados válidos, não exclui a admissão da existência de pontos que futuramente possam ser alvo de reapreciação. Adicionalmente, ao mesmo tempo que se pensa ter sido dado um contributo para o estudo dos processos hidrológicos que ocorrem sobre e na camada superficial do solo, a complexidade e importância do conjunto de fenómenos descritos torna inevitável a necessidade de alargar o âmbito dos conhecimentos e as possibilidades de análise.

É neste contexto que se fazem as considerações que se seguem:

- A relevância que se procurou dar à modelação do processo de interceptação da chuva resultou das características do domínio em que se aplicou o MESUP. A perspectiva de utilizar este modelo em bacias hidrográficas reais, agricultadas ou florestadas, com outros e variados tipos de cobertura vegetal, faz surgir a necessidade de estimar adequadamente os parâmetros relacionados com este processo.
- Eventualmente, poderá considerar-se a substituição do parâmetro FVEG (fracção de área coberta pela vegetação) pelo índice de área foliar e, em paralelo, ter em consideração a variação deste com o estado de desenvolvimento das plantas.

- Outro aspecto importante é a possível integração, desde que seja exequível a sua medição, da capacidade de armazenamento dos resíduos vegetais sobre a superfície do solo, particularmente importante em bacias florestais.
- Num possível desenvolvimento do MESUP, é de considerar uma distribuição da evapotranspiração de referência diária que contemple a influência das condições atmosféricas e das horas do dia nos mecanismos fisiológicos de abertura e fecho dos estomas.
- As características dos talhões, equiparáveis a *pixels*, potencia a aplicabilidade em modelos hidrológicos com suporte em SIG (modelos tipo RASTER), sendo no entanto necessário modelar as transferências abaixo da superfície entre *pixels*.
- A modelação do escoamento sobre a superfície do terreno com base na teoria da onda cinemática permite perspectivar um alargamento das possibilidades de aplicação do MESUP, no âmbito da predição da erosão do solo, nomeadamente, onde o mecanismo de escoamento dominante é aquele que ocorre nas áreas pré e entre sulcos.

Em suma, o modelo desenvolvido apresenta potencialidades para ser uma ferramenta útil na predição e análise do processo de formação do escoamento superficial, adequada para avaliar as implicações das práticas culturais e das alterações no uso do solo na gestão dos recursos hídricos, ao nível dos mecanismos hidrológicos que se verificam à superfície do solo.

BIBLIOGRAFIA

- Akam, A. O., 1986. *Time of concentration of overland flow*. J. of Irrigation and Drainage Engineering, vol. 112, nº 4: 283-292.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998,. "Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements". FAO Irrigation and Drainage Paper N°56, FAO, Roma.
- Alley, W. M., Smith, P. E., 1982. *Distributed routing rainfall – runoff model, Version II*. U. S. Geological Survey Open File Report 82-344.*
- Anderson, M. G., Burt, T. P., 1985. *Modelling strategies*. In "Hydrological Forecasting", M. G. Anderson & T. P. Burt (eds), John Wiley & Sons.
- Arnold, J. G. *et al.*, 1990. "SWRRB – A Basin Scale Model for Soil and Water Resources Management". Texas A&M University Press, College Station Texas.*
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., Williams, J. R., 1998. *Large area hydrologic modelling and assessment – Part I: Model development*. J. Am. Water Res. Assoc., vol. 34(1), 7389.*
- Arsham, H., 2002. "Systems Simulation: The Shortest Path from Learning to Applications". National Science Foundation.
- Assouline, S., Mualem, Y., 2001. *Soil seal formation and its effect on infiltration: Uniform versus nonuniform seal approximation*. Water Resources. Res., vol. 37, nº2: 297-305.
- Beven, K., 1989. *Changing ideas in hydrology – The case of physically-based models*. J. of Hydrology, vol. 105: 157-172.
- Bos, M. G., Replogue, R. A., Clemmens, A. J., 1991. "Flow Measuring Flumes for Open Channel Systems". John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Brandão, C., 1995. "Análise de Precipitações Intensas", Dissertação de Mestrado. Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa.
- Brandão, C., Rodrigues, R., Costa, J., 2001. "Análise de Fenómenos Extremos Precipitações Intensas em Portugal Continental". Direcção dos Serviços de Recursos Hídricos, Lisboa.

- Calder, I. R., 1996. *Dependence of rainfall interception on drop size: 1. Development of the two-layer stochastic model*. J. of Hydrology, vol 185: 363-378.
- Calder, I. R., Hall, R. L., Rosier, P. T. W. Bastable, H. G., Prasanna, K. T., 1996. *Dependence of rainfall interception on drop size: 2. Experimental determination of the wetting functions and two layer stochastic model parameters for five tropical tree species*. J. Hydrology, vol 185: 379-388.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., Mays, L. W., 1988. "Applied Hydrology". McGraw-Hill Book Company, New York.
- Chu, S. T., 1978. *Infiltration during an unsteady rain*. Water Resources. Res., vol. 14, n° 3: 461-466.
- Clausen, T. J., 1979. "Système Hydrologique Eurpéen". A short description. Comp. Hydraul. Centre, Danish Hydraulic Institute.*
- Cochrane, T. A., Flanagan, D. C., 1999. *Assessing water erosion in small watersheds using WEPP with GIS and digital elevation models*. J. of Soil and Water Conservation, 4th quarter 1999: 678-685.
- Cornish, P. M., Vertessy, R. A., 2001. *Forest age-induced changes in evapotranspiration and water yield in a eucalypt forest*. J. of Hydrology, vol. 242: 43-63.
- Costa, J. B., 1991. "Caracterização e Constituição do Solo". 4^a Edição, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Courant, R., Friedrichs, K., Lewy, H., 1928. *Über die partiellen differenzen - glichungen der mathematischen physik*. Math. Ann., 100: 32-74.*
- Crawford, N. H., Linsley, R. K., 1966. "Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV". Technical Report n° 39, Department of Civil Engineering, Stanford University.
- David, J. S., Henriques, M. O., David, T. S., Tomé, J., Ledger, D. C., 1994. *Clearcutting effects on streamflow in coppiced Eucalyptus globulus in Portugal*. J. of Hydrology, vol. 162: 143-154.
- Dawdy, D. R., O'Donnel, T., 1965,. *Mathematical models of Catchment behaviour*. J. Hyd. Div. ASCE, vol. 91, HY4.*

DGF - Direcção Geral das Florestas, 1999. "Anuário Florestal 99". Ministério da Agricultura, do desenvolvimento Rural e da Pescas.

Doorenbos, J., Pruitt, W. O., 1975. "Guidelines for Predicting Crop Water Requirements". Irrigation and Drainage Paper 24, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.*

Dunkerley, D. L., Booth, T. L., 1999. *Plant canopy interception of rainfall and its significance in a banded landscape, arid western New South Wales, Australia*. Water Resources. Res., vol. 35, nº 5: 1581-1586.

Eagleson, P. S., 1970. "Dynamic Hydrology". McGraw-Hill Book Company, New York.

Eckhardt, K., Arnold, J. G., 2001. *Automatic calibration of a distributed catchment model*. J. of Hydrology, vol. 251: 103-109.

Fabião, A., Madeira, M., Steen, E., 1991. *Effect of water and nutrient supply on root distribution in a Eucalyptus globulus plantation*. Water, Air and Soil Pollution, 54: 635-640.*

FAO/UNESCO - Food and Agriculture Organization of the U.N., 1974. "FAO/UNESCO Soil Map of the World 1:5000000". Vol. I, Legend, Unesco, Paris.*

Feio, M. 1991, "Clima e Agricultura". D.G.P.A.- Direcção Geral de Planeamento e Agricultura, Ministério da Agricultura, Pescas e Alimentação, Lisboa.

Fernandes, A. L., 1990, "Modelação Matemática da Transformação da Precipitação em Escoamento à Escala Mensal", Dissertação de Mestrado. Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa.

Ferreira, V. A., Smith, R. E., 1988, *The limited physical basis of physically based hydrologic models*. In "Modelling Agricultural, Forest, and Rangeland Hydrology", Proceedings of the 1988 International Symposium, Am. Soc. of Agricultural Engineers.

Gash, J. H. C., Wright, I. R., Lloyd, C.R., 1980. *Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain*. J. of Hydrology, vol. 48: 89-105.*

Grayson, R. B., Moore, I. D., McMahon, T., 1992. *Physically based hydrologic modelling. 1. A terrain-based model for investigative purposes*. Water Resources. Res., vol. 28, nº 10: 2639-2658.

Grayson, R. B., Moore, I. D., McMahon, T., 1992. *Physically based hydrologic modelling. 2.. Is the concept realistic?*. Water Resources. Res., vol. 28, nº 10: 2659-2666.

Green, W. H., Ampt, G. A., 1911. *Studies on soil physics: I – Flow of air and water through soils*. J. Agric. Sci., 4: 1-24.*

Gupta, V. K., Sorooshian, S., 1985. *The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models*. J. of Hydrology, vol. 51: 57-77.

Haan, C. T., 1988. *Parametric uncertainty in hydrologic Modelling*. In “Modelling Agricultural, Forest, and Rangeland Hydrology”, Proceedings of the 1988 International Symposium, Am. Soc. of Agricultural Engineers.

Hashino, M., Huaxia, Y., Yoshida, H., 2002. *Studies and evaluations on interception processes during rainfall based on a tank model*. J. of Hydrology, vol. 255: 1-11.

Herwitz, S. R., 1985. *Interception storage capacities of tropical rainforest canopy trees*. J. of Hydrology, vol. 77: 237-252.

Hillel, D., 1980a). “Applications of Soil Physics”. Academic Press, New York.

Hillel, D., 1980b). “Fundamentals of Soil Physics”. Academic Press, New York.

Hillel, D., 1986. *Modeling in soil physics: A critical review*. In “Future Developments in Soil Science Research”, Soil Science Society of America, 35-42, Madison, Wisconsin.*

Hino, M., Odaka, Y., Nadaoka, K., Sato, A., 1988. *Effect of initial soil moisture content on the vertical infiltration process – A guide to the problem of runoff-ratio and loss*. J. of Hydrology, vol. 102: 267-284.

Hipólito, J. R., 1985. “NWSIST: Um Sistema de Simulação Contínua de Processos Hidrológicos”, Dissertação de Doutoramento. Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa.

Hipólito, J. R., 1991. “Evaporação e Evapotranspiração”. Texto de apoio à disciplina de Hidrologia do Curso de Mestrado em Hidráulica e Recursos Hídricos, Instituto Superior Técnico.

Hipólito, J. R., Simões, J. M., 2002. *Modelos Raster de escoamento superficial em bacias hidrográficas*. Congresso da Água, Porto.

Holtan, H. N. , 1961. *A concept for infiltration estimates in watershed engineering*. U. S. Dept. Agr., Agr. Res. Service Publ: 41-51.*

Holtan, H. N., Lopez, N. C., 1973. "USDAHL – 73 Revised Model of Watershed Hydrology". U.S. Dep. Of Agriculture, Plant Physiology Institute, Rept. n° 1.*

Hooke, R., Jeeves, T. A., 1961. *Direct search solution of numerical and statistical problems*. JACM 8: 212-229.*

Horton, R. E., 1919. *Rainfall interception*. Mon. Weather Rev., vol. 47, n. 9, 603-623.*

Horton, R. E., 1940. *An approach toward a physical interpretation of infiltration – capacity*. S.S.S.A. Proc. 5:399-417.*

Istok, J. D., Boersma, L., 1986. *Effect of antecedent rainfall on runoff during low-intensity rainfall*. J. of Hydrology, vol. 88: 329-342.

Klaassen, W., Lankreijer, H. J. M., Veen, A. W. L., 1996. *Rainfall interception near a forest edge*. J. of Hydrology, vol. 185: 349-361.

Köppen, W., 1936. *Das geographische system der klimate*. Vol. I de "Handbuch der klimatologie", Köppen e Geiger, Berlim.*

Kostiakov, A. N., 1932. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the *necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration*. Trans. Com. Int. Soc. Soil Sci., 6th, Moscow Part A: 17-21.*

Kuester, J. L., Mize, J. H., 1973. "Optimization Techniques with Fortran". McGraw-Hill Book Company, New York.

Lamb, R., 1999. *Calibration of a conceptual rainfall-runoff model for flood frequency estimation by continuous simulation*. Water Resources. Res., vol. 35, n° 10: 3103-3114.

Lamm, F. R., Manges, H. L., 2000. *Partitioning of sprinkler irrigation water by a corn canopy*. Transactions of Am. Soc. of Agricultural Engineers, vol. 43(4): 909-918.

Lencastre, A., Franco, F. M., 1984. "Lições de Hidrologia". Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia.

Liggett, J. A., Cunge, J. A., 1975. *Numerical methods of solution of the unsteady flow equations*. In "Unsteady Flow In Open Channels", K. Mahmood and V. Yevjevich (eds.), Water Resources Publications, Colorado, 89-182.

Lighthill, M. H., Whitham, G. B., 1955. *On kinematic waves. I. Flood movement in long rivers*. Proc. Roy. Soc., ser. A, vol. 229: 281-316.*

Linsley, R. K. Jr., Kohler, M. A., Paulhus, J. L. H., 1988. "Hydrology for Engineers", SI Metric Edition. McGraw-Hill Book Company, New York.

Loustau, D., Berbigier, P., Granier, A., Moussa, F., 1992. *Interception loss, throughfall and stemflow in a maritime pine stand. I. Variability of throughfall and stemflow beneath the pine canopy*. J. of Hydrology, vol. 138: 449-467.

Maidment, D. R., 1992. *Hydrology*. In "Handbook of Hydrology", D. R. Maidment (ed.), McGraw-Hill, Inc, New York.

Manning, R., 1891. *On the flow of water in open channels and pipes*. Trans. Inst. Civil Eng., 20: 161-207.*

Mein, R. G., Larson, C. L., 1971. *Modelling the infiltration component of the rainfall – runoff process*. Bul. 43, Water Resources Research Center, University of Minnesota, Minneapolis.*

Meyer, B., Anderson, D., Böhning, R., 1965. "Introdução à Fisiologia Vegetal". Tradução do original inglês "Introduction to Plant Physiology", Carlos Rodrigues Júnior (trad.). Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa.

Monteith, J. L., 1980. *The development and extension of Penman's evaporation formula*. In "Applications of Soil Physics", D. Hillel (ed), Academic Press, New York, 247-253.

Nelder, J. A., Mead, R., 1965. *A simplex method for function minimization*. Comp. J., 7: 308-313.

Nielsen, D. R., Kutilek, M., Parlange, M. B., 1996. *Surface soil water content regimes: opportunities in soil science*. J. of Hydrology, vol. 184: 35-55.*

O' Donnell, L., Canedo, P., 1980. *The reliability of conceptual basin model calibration*. In "Hydrological Forecasting", Proceedings of the Oxford Symposium, April 1980, IAHS-AISH Publ. N° 129: 263-269.

Oyarzún, C. E., Huber, A., 1999. *Balance hídrico en plantaciones juvenes de Eucalyptus globulus y Pinus radiata en el Sur de Chile*. Terra, Vol. 17, nº1: 35-44.

Pacheco, C. A., Tomé, M., Delgado, J., Oliveira e Silva, P., Tomé, J., 1997. *Padrão de extracção da água, disponibilidade hídrica e crescimento em plantações jovens de Eucalyptus globulus com diferentes compassos de plantação*. Simpósio "on Silviculture and Genetic Improvement of Eucalyptus", Salvador, Brasil.

Pacheco, C. A., Tomé, M., Tomé, J., Coelho, C., Oliveira e Silva, P., Guerreiro, I., Biléu, I., 2000. "Análise dos Balanços Hidrológico e Nutricional e Modelação do Crescimento em Plantações de *Eucalyptus globulus*". Relatório final do projecto PAMAF 8038, ISA, ESAB e DRAA (entidades participantes), C. A. Pacheco (responsável pelo projecto).

Penman, H. L., 1948. *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Proc. Roy. Soc. London. A193: 120-146.*

Penman, H. L., 1956. *Estimating evaporation*. Trans. Am. Geophys. Union, vol. 37: 43-50.*

Pereira, J. S., Linder, S., Araújo, M. C., Pereira, H., Ericsson, T., Borralho, N., Leal, L., 1989. *Optimization of biomass production in Eucalyptus globulus plantation. A case study*. In "Biomass Production by Fast-Growing Trees (eds. J. S. Pereira and J. J. Landsberg), Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, 101-121.*

Peschke, G., Kutilek, M., 1982. *Infiltration model in simulated hydrographs*. J. of Hydrology, vol. 56: 369-379.

Philip, J. R., 1957c. *The theory of Infiltration: 4 – sorptivity and algebraic infiltration equations*. Soil Sci., 84:257-264.*

Pilgrim, D. H., Bloomfield, P. H., 1980. *Problems in determining infiltration and soil store parameters of runoff models*. In "Hydrological Forecasting", Proceedings of the Oxford Symposium, April 1980, IAHS-AISH Publ. N° 129: 271-277.

- Pingoud, K., 1981. *A lumped-parameter model for infiltration*. J. of Hydrology, vol. 57: 175-185.
- Putuhena W. M., Cordery, I., 1996. *Estimation of interception capacity of the forest floor*. J. of Hydrology, Vol. 180: 283-299.
- Quintela, A. C., 1996, "Hidrologia e Recursos Hídricos". Ed. Associação de Estudantes do Instituto Superior Técnico.
- Rao, S., 1996. "Engineering Optimization. Theory and Practice". Third Edition, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Rawls, W. J., Ahuda, L. R., Brakensiek, D. L., Shirmohammadi, A., 1992. *Infiltration and soil water movement*. In "Handbook of Hydrology", D. R. Maidment (ed.), McGraw-Hill, Inc., New York.
- Richards, L. A., 1931. *Capillary conduction of liquids through porous mediums*. Physics, vol. 1: 318-333.*
- Rosenbrock, H. H., 1960. *An automatic method for finding the greatest or least value of a function*. Comp. J., 3: 175-184.*
- Rubin, J., 1966. *Theory of rainfall uptake by soils initially drier than the field capacity and its applications*. Water Resources Res., vol. 2: 739-749.*
- Rutter, A. J., Kershaw, K. A., Robins, P. C., Morton, A. J., 1971. *A predictive model of rainfall interception in forests I. Derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine*. Agric. Meteorology, vol. 9: 367-384.*
- Schwefel, H., 1981. "Numerical Optimization of Computer Models". John Wiley & Sons, Inc., New York.
- SCS - US Department of Agriculture Soil Conservation Service, 1973. "Computer Program for Project Formulation Hydrology". Tech. Release nº 20.*
- Serralheiro, R. P., 1996, "Modernização e Desenvolvimento da Rega de Superfície". Ciências Agrárias, Publicações Universidade de Évora.
- Shaw, E. M., 1994. "Hydrology in Practice". 3rd Edition, Chapman & Hall, reprinted in 1999 by Stanley Thornes (Publishers) Ltd.

Shuttleworth, W. J., 1992. *Evaporation*. In "Handbook of Hydrology", D. R. Maidment (ed.), McGraw-Hill, Inc., New York.

Sittner, W. T., Schauss, C. E., Monro, J. C., 1969. *Continuous hydrograph synthesis with an API type hydrologic model*. Water Resources Res., vol 5: 1007-1022.*

Slattery, M. C., Bryan, R. B., 1992. *Laboratory experiments on surface seal development and its effect on interrill erosion processes*. J. of Soil Science, vol. 43: 517-529.

Smith, R. E., Corradini, C., Melone, F., 1999. *A conceptual model for infiltration and redistribution in crusted soils*. Water Resources. Res., vol. 35, n° 5: 1385-1393.

Sunada, K., Hong, T. F., 1988. *Effects of slope conditions on direct runoff characteristics by the interflow and overland flow model*. J. of Hydrology, vol. 102: 323-334.

Thornthwaite, C. W., 1944. *Report of the committee on transpiration and evaporation, 1943-1944*. Tran. Am. Geophys. Union, vol. 25: 687.*

Trimble, G. R., Weitzman, S., 1954. *Effect of a hardwood forest canopy on rainfall intensities*. Trans. Am. Geophys. Union, vol. 35, n° 2: 226-234.*

USACE - US Army Corps of Engineers, 2000. "Hydrologic Modelling System HEC-HMS". Technical Reference Manual, Hydrologic Engineering Center.

Valente, F., David, J. S., Gash, J. H. C., 1997. *Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pin forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models*. J. o Hydrology, vol 190: 141-162.

Viessman, W., Lewis, G. L., 1996. "Introduction to Hydrology". 4th Edition, Harper Collins College Publishers.

Wagenet, R. J., 1988. *Modelling soil hydrology: Perspectives, perils and directions*. In "Modelling Agricultural, Forest, and Rangeland Hydrology", Proceedings of the 1988 International Symposium, Am. Soc. of Agricultural Engineers.

Warrick, A. W., Nielsen, D. R., 1980. *Spatial variability of soil physical properties in the field*. In "Applications of Soil Physics", D. Hillel (ed), Academic Press, New York, 319-344.

Wilcox, B. P., Newman, B. D., Brandes, D., Davenport, D. W., Reid, K., 1997,. *Runoff from a semiarid ponderosa pine hillslope in New Mexico*. Water Resources. Res., vol. 33, nº 10: 2301-2314.

* Referência bibliográfica indirecta.

ANEXOS

A1. Fotografias do ensaio



Figura A1.1 - Talhão da estação e respectivos canal e depósito.



Figura A1.2 - Aspecto de um talhão do compasso 2x1 em 02-05-2002.



Figura A1.3 - Aspecto da parte aérea das plantas num compasso 2x1 em 02-05-2002.



Figura A1.4 - Aspecto da parte aérea das plantas num compasso 3x3 em 02-05-2002.



Figura A1.5 - Aspecto da parte aérea das plantas num compasso 4x4 em 02-05-2002.



Figura A1.6 - Precipitação interceptada numa folha juvenil de eucalipto.



Figura A1.7 - Aspecto do encrustamento da superfície do solo.



Figura A1.8 - Aspecto da cimentação da superfície do solo.



Figura A1.9 - Camada de deposição junto à entrada do canal.

A2. Lista de símbolos

A2.1. Símbolos das equações dos capítulos II, III e IV

a – constante da equação de Holtan [-]

A – área da secção transversal [L^2]

α – parâmetro da teoria da onda cinemática [$L^{1/3} T^{-1}$]

B – largura superficial do escoamento [L]

B' - constante da equação de Kostiakov [-]

c - celeridade das perturbações no escoamento [$L T^{-1}$]

c_p – calor específico do ar [$L T^{-1} \theta^{-1}$]

C – coeficiente da equação de Hashino *et al.* determinado pelo tipo e pela idade da floresta [$L^{-1} T$]

D - depleção de humidade na zona das raízes [L]

Δ - declive da curva de tensão de vapor em função da temperatura [$L^{-1} M T^{-2} \theta^{-1}$]

e - número de Nepper [-]

e_a – tensão actual de vapor de água [$L^{-1} M T^{-2}$]

e_s – tensão de saturação de vapor de água [$L^{-1} M T^{-2}$]

et_0 – taxa de evapotranspiração de referência [$L T^{-1}$]

ev - taxa de evaporação [$L T^{-1}$]

Et – evapotranspiração [$L T^{-1}$]

Et_0 – evapotranspiração de referência diária [$L T^{-1}$]

f - intensidade ou taxa de infiltração [$L.T^{-1}$]

f_0 – valor inicial de capacidade de infiltração [$L.T^{-1}$]

f_c – valor final de capacidade de infiltração [$L.T^{-1}$]

F - infiltração acumulada [L]

g – aceleração da gravidade [$L T^{-2}$]

$grad(H)$ - gradiente hidráulico [-]

G – fluxo de calor do solo [$L^{-1} M T^{-4}$]

h – altura média de detenção [L]

h' – carga vertical sobre a soleira, medida a montante [L]

H - carga total associada ao escoamento [L]

i – intensidade de precipitação [$L \cdot T^{-1}$]

i_e - intensidade da precipitação em excesso relativamente à retenção [$L \cdot T^{-1}$]

I – volume de água que entra por unidade de tempo [$L^3 \cdot T^{-1}$]

k - constante da equação da intercepção de Horton [L^{-1}]

K – condutividade hidráulica [$L \cdot T^{-1}$]

\tilde{K} - condutividade hidráulica saturada [$L \cdot T^{-1}$]

k' – constante que determina a rapidez com que f decresce de f_0 até f_c [T^{-1}]

K_c - coeficiente cultural [-]

K_s - coeficiente de stress hídrico [-]

K_s – inverso do coeficiente de resistência de Manning [$L^{1/3} \cdot T^{-1}$]

L - comprimento do plano de escoamento [L]

λ - calor latente de vaporização [$L \cdot T^{-2}$]

m - parâmetro da teoria da onda cinemática [-]

M - capacidade de armazenamento de água do solo acima da primeira camada impermeável [L]

n - ponto correspondente ao limite inferior de um dado intervalo de tempo [-]

$n+1$ – ponto correspondente ao limite superior de um dado intervalo de tempo [-]

n' - constante da equação de Kostiakov [-]

n'' – constante da equação de Holtan [-]

O – volume de água que sai por unidade de tempo [$L^3 \cdot T^{-1}$]

P - altura de água precipitada [L]

γ - constante psicrométrica [$L^{-1} \cdot M \cdot T^{-2} \cdot \theta^{-1}$]

Ψ - potencial matricial [L]

Ψ_f - sucção na frente de humedecimento [L]

q – caudal escoado por unidade de largura do plano de escoamento [$L^2 \cdot T^{-1}$]

q_e – caudal entrado por unidade de comprimento do plano de escoamento [$L^2 \cdot T^{-1}$]

Q – caudal escoado [$L^3 \cdot T^{-1}$]

r_a – resistência aerodinâmica [$L^{-1} \cdot T$]

r_s – resistência superficial [$L^{-1} \cdot T$]

R – raio hidráulico [L]

$R_{calculado}$ – escoamento calculado pelo modelo [L]

R_{medido} - escoamento medido no ensaio [L]

R_n – radiação líquida na superfície da cultura [$L^{-1} M T^{-3}$]

R_u - reserva utilizável [L]

R_{uf} - reserva facilmente utilizável [L]

ρ_a – massa volúmica do ar [$L^{-3} M$]

S - “sorptivity” (parâmetro da equação de Philip) [$L T^{-1/2}$]

S_0 – declive do fundo [-]

S_f – perda de carga unitária [-]

S_{int} - capacidade de armazenamento da intercepção [L]

t – tempo [T]

t_r - duração da chuvada [T]

T – temperatura média diária medida a 2 m de altura [θ]

θ - teor volúmico de humidade do meio poroso [-]

Θ - ponto em redor do qual se efectua a discretização [-]

θ_i - teor volúmico de humidade do solo actual [-]

$\tilde{\theta}$ - teor volúmico de humidade do solo de saturação [-]

u_2 – velocidade do vento a 2 m de altura [$L T^{-1}$]

\vec{v} – fluxo de Darcy ou velocidade aparente- razão entre o caudal e a área da secção transversal do meio poroso [$L T^{-1}$]

v' – velocidade média do escoamento [$L T^{-1}$]

V – volume armazenado à superfície do solo [L^3]

V_{int} - altura de água interceptada [L]

x – distância na direcção do escoamento [L]

y - altura do escoamento [L]

z - potencial de gravidade [L]

A2.2. Símbolos do modelo

AT – área do talhão [L^2]

BM – largura média do talhão [L]

CA – capacidade do reservatório interceptação [L]

CCNSAT - capacidade de armazenamento da zona não saturada [L]

CCSAT - capacidade de armazenamento da zona saturada [L]

DDT - intervalo de tempo [T]

DELTA T - déficit de humidade do solo [-]

DH_j – variação na altura de água detida à superfície do solo [L]

DT – intervalo de tempo [T]

E – evaporação da água interceptada [L]

E - evaporação da água retida na vegetação [L]

ET - evapotranspiração do reservatório de água do solo [L]

ETC - evapotranspiração cultural [L]

ETNSAT - evapotranspiração na zona não saturada [L]

ETSAT - evapotranspiração na zona saturada [L]

EV – evaporação da água à superfície do terreno [L]

EV - evaporação da água à superfície o terreno [L]

EVAUX - evaporação da superfície do solo corrigida no intervalo de tempo DDT [L]

F – altura de água infiltrada [L]

FAUX - variável auxiliar no cálculo da infiltração [L]

FAUX2 - infiltração corrigida no intervalo de tempo DDT [L]

FCM - infiltração acumulada [L]

FIMP – fracção da área impermeável [-]

FN – infiltração no intervalo de tempo DDT [L]

FVEG – fracção da área coberta com vegetação [-]

HA – altura de água armazenada na vegetação [L]

HB – armazenamento no reservatório da superfície do solo [L]

HCNSAT - altura de água armazenada na zona não saturada do solo [L]

HCSAT - altura de água armazenada na zona saturada do solo [L]

H – altura de água detida à superfície do solo no intervalo de tempo DDT [L]

I – contador

INP – precipitação efectiva para o escoamento no intervalo de tempo DDT [L]

IPE – intensidade da precipitação efectiva para o escoamento, no intervalo de tempo *DT* [$L^3 T^{-1}$]

J – contador

KS – coeficiente de Manning – Strickler [$L^{1/3} T^{-1}$]

KSAT – condutividade hidráulica saturada da camada superficial do solo [$L T^{-1}$]

KSATP - condutividade hidráulica saturada do horizonte mais profundo do solo [$L T^{-1}$]

MD - máximo dessecamento ou coeficiente de emurchecimento do solo [L]

N – número de ciclos [-]

P – precipitação [L]

PAUX - precipitação em excesso relativamente à interceptação no intervalo de tempo DDT [L]

PAUX2 – variável auxiliar no cálculo da evaporação da superfície do solo no intervalo de tempo DDT [L]

PE - precipitação efectiva para o escoamento [L]

PEINT - precipitação em excesso relativamente à interceptação e evaporação da água à superfície [L]

PERC - percolação [L]

PROF - espessura do perfil de solo considerado [L]

PSI – sucção na frente de humedecimento [L]

Q – caudal escoado no intervalo de tempo DDT [$L^3 T^{-1}$]

R – escoamento superficial [L]

RAUX – escoamento superficial calculado em cada intervalo de tempo DDT [L]

S – declive médio do talhão [-]

T – número de ciclos [-]

TACT - teor volúmico de humidade do solo no instante considerado [-]

TDIAS - número de dias correspondente ao período para o qual se vai realizar a simulação [-]

TETA – coeficiente do método implícito [-]

TSAT – teor volúmico de humidade de saturação do solo [-]